Y4450649

中国科学技术大学

University of Science and Technology of China

硕士学位论文

论文题目 辽西地区早白垩世的古野火事件

作者姓名 陈杭徽

学科专业 大气科学

导师姓名 张晓林 副教授

完成时间 二〇二四年五月

万方数据

Y4450649

中国科学技术大学

硕士学位论文

辽西地区早白垩世古野火事件

作者姓名： 陈杭徽

学科专业： 大气科学

导师姓名： 张晓林 副教授

完成时间： 2024 年 5 月 24 日

万方数据

University of Science and Technology of China

A dissertation for master's degree

Early Cretaceous paleo-wildfire events in western Liaoning

Author: Hanghui Chen

Speciality: Atmospheric science

Supervisors: Prof. Xiaolin Zhang

Finished time: May 2024

万方数据

中国科学技术大学学位论文原创性声明

本人声明所呈交的学位论文，是本人在导师指导下进行研究工作所取得的成果。除已特别加以标注和致谢的地方外，论文中不包含任何他人已经发表或撰写过的研究成果。与我一同工作的同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了明确的说明。

作者签名：陈彬微　　签字日期：2020-5-29

中国科学技术大学学位论文授权使用声明

作为申请学位的条件之一，学位论文著作权拥有者授权中国科学技术大学拥有学位论文的部分使用权，即：学校有权按有关规定向国家有关部门或机构送交论文的复印件和电子版，允许论文被查阅和借阅，可以将学位论文编入《中国学位论文全文数据库》等有关数据库进行检索，可以采用影印、缩印或扫描等复制手段保存、汇编学位论文。本人提交的电子文档的内容和纸质论文的内容相一致。

控阅的学位论文在解除后也遵守此规定。

☑公开　□控阅（___年）

作者签名：陈彬微　　导师签名：

签字日期：2020-5-29　　签字日期：2020-5-29

万方数据

摘 要

辽西地区早白垩世热河群湖相沉积地层中保存了带羽毛的恐龙、早期鸟类、早期哺乳动物、鱼类和早期被子植物等大量精美的热河生物群化石，记录了频繁的生物集群死亡事件。同时，这套湖相沉积地层中还保存了化石木炭，有的陆生脊椎动物化石显示了炭化的痕迹，暗示当时的野火事件可能与热河生物群生物的死亡和埋藏有着密切的联系。然而，目前仍然缺乏对热河群地层化石木炭的系统性研究。运用化石木炭对辽西地区早白垩世野火事件的重建将有助于我们更加深刻的了解热河生物群生物的生存环境、死亡原因和化石精美保存的机制。另外，在全球野火事件频发的今天，通过古野火事件的重建理解气候变化-野火-生物演化之间的相互作用，可以为研究当今全球变暖背景下日益增多的野火事件提供重要参考价值。基于以上原因，本研究主要以辽西地区义县组尖山沟层湖相沉积物中的化石木炭为研究对象，基于改进的自动识别计数方法对沉积物中的炭屑进行计数，重建了尖山沟层沉积时期的古野火事件，取得以下认识：

（1）辽西四合屯湖在约 1.1-3.7 万年的沉积期间湖盆周边地区野火事件频繁发生，四合屯湖沉积的早期和中期野火事件相对于湖泊发育晚期而言更为频繁。

（2）泥岩和页岩中的炭屑丰度较高，而火山灰样品中的炭屑含量较低甚至缺乏，表明绝大部分野火事件与火山无关，点火源以雷电为主，仅有个别野火事件可能由火山喷发活动引起。

（3）不同粒级的木炭同时存在与丰度变化的一致性表明地方火和区域火事件可能经常同期发生，暗示四合屯湖延续期间周边野火事件的影响范围较广。

（4）在辽西四合屯湖沉积期间发生的野火的主要燃料为易燃的裸子植物森林。干湿交替的季节性气候有利于燃料的储备，在当时较高的大气 O_2 和 CO_2 浓度下，共同导致野火事件的频繁发生。

（5）辽西早白垩世四合屯湖周边发生的高频率、大范围的野火事件可能导致部分陆地脊椎动物的死亡、湖泊水体的富营养化和缺氧扩张、鱼类等水生动物的集群死亡，与热河生物群生物的死亡、埋藏和精美保存有着密切联系。

关键词：早白垩世；古野火；热河生物群；义县组；炭屑自动计数

万方数据

万方数据

ABSTRACT

An abundance of exquisite fossils of the Jehol Biota, including feathered dinosaurs, early birds, early mammals, fish, and early angiosperms, have been discovered in the lacustrine sedimentary strata of the Early Cretaceous Jehol Group in western Liaoning Province. Some fossil layers are thought to represent frequent mass mortality events. Additionally, fossil charcoal within these lacustrine sedimentary strata, along with charred terrestrial vertebrate fossils, indicates a close connection between wildfire events and the mortality and burial of Jehol Biota. However, a systematic study of the fossilized charcoal in the Jehol Group is still lacking. Utilizing fossil charcoal to reconstruct Early Cretaceous wildfires in the western Liaoning Province can deepen our understanding of the living environments, causes of mortality, and mechanisms underlying the exquisite preservation of Jehol Biota. Moreover, in today's context of frequent global wildfire events, reconstructing ancient wildfires and exploring the interactions between climate change, wildfires, and biological evolution can provide important references for studying the increasing wildfire events under the current global warming scenario. For these reasons, this study primarily focuses on fossil charcoal from the lacustrine sedimentary strata of the Jianshangou Bed of the Yixian Formation in the Sihetun area of western Liaoning Province, employing an improved automatic identification and counting method for sedimentary charcoal to reconstruct paleo-wildfire events during the sedimentary period of the Jianshangou Bed, yielding the following insights:

(1) In the surrounding area of the Sihetun lake in the western Liaoning Province, frequent wildfire events occurred during the sedimentary period of approximately 11,000 to 37,000 years, with early and mid-sedimentary phases experiencing more frequent wildfire events compared to the later development stages of the lake.

(2) Higher charcoal particle abundance in mudstone and shale, compared to lower or absent charcoal content in volcanic ash samples, indicates that most wildfire events were unrelated to volcanic activities, with lightning being the primary ignition source, though a few wildfire events could have been caused by volcanic eruptions.

(3) The coexistence and consistency in abundance changes of different charcoal particle sizes suggest that local and regional fire events might have occurred simultaneously, implying a broad impact range of wildfire events around the Sihetun

万方数据

lake.

(4) The primary fuel for wildfires during the sedimentary period of the Sihetun lake in the western Liaoning Province was flammable gymnosperm forests. The alternating dry and wet seasonal climate facilitated fuel accumulation, combined with higher atmospheric O_2 and CO_2 concentrations, leading to frequent wildfire events.

(5) The high frequency and extensive range of wildfire events occurring around the Sihetun lake in the western Liaoning Province during the Early Cretaceous may have led to the death of some terrestrial vertebrates, eutrophication and anoxic expansion in lake waters, and mass mortality of aquatic animals such as fish, closely linked to the morality, burial, and exquisite preservation of Jehol Biota.

Keywords: Early Cretaceous, paleo-wildfires, Jehol Biota, Yixian Formation, automatic statistical charcoal analysis

万方数据

目录

第 1 章 绪论 1
1.1 森林大火的产生与显生宙古火灾历史 1
1.1.1 燃烧与森林大火的产生条件 1
1.1.2 显生宙的古火灾历史 5
1.2 现代地球系统中的森林大火 7
1.2.1 森林大火的作用与危害 7
1.2.2 人类活动对森林大火产生的影响 9
1.3 森林大火的研究方法 10
1.3.1 现代与古代森林大火研究方法对比 10
1.3.2 沉积物中化石木炭的基本概念与研究进展 11
1.4 古野火研究的概述和炭屑的研究意义 20
1.5 白垩纪野火的研究概述 23
1.6 研究内容、意义与目标 26
1.7 工作量 27
第 2 章 材料与方法 28
2.1 研究区域概况 28
2.1.1 地质背景 28
2.1.2 四合屯地区义县组的地层年代 30
2.1.3 热河生物群研究历史 31
2.2 样品采集与选择 34
2.3 实验方法 38
2.3.1 样品前处理方法的预实验 38

万方数据

2.3.1 样品的前处理 40
2.3.2 炭屑自动识别方法流程设计 42
2.3.3 炭屑的丰度测定 43
第 3 章 炭屑自动识别方法探究与评价 45
3.1 炭屑自动分析法 45
3.2 炭屑自动识别方法的实现 47
3.3 炭屑自动识别计数的可行性验证 52
第 4 章 辽西热河群地区的古野火活动历史 54
4.1 炭屑自动识别法重建炭屑丰度变化趋势 54
4.1.1 剖面中炭屑含量的变化 54
4.1.2 剖面中不同粒径炭屑的分布 58
4.1.3 剖面中炭屑的伸长率 59
4.2 炭屑记录的古野火事件 60
4.2.1 古野火事件的重建 60
4.2.2 辽西地区早白垩世的古野火的驱动因素 62
4.2.3 古野火事件与热河生物群的埋藏 66
第 5 章 结论与展望 68
5.1 主要结论 68
5.2 创新点 70
5.3 问题和展望 69
参考文献 71
致谢 92

万方数据

第 1 章 绪论

1.1 森林大火的产生与显生宙古火灾历史

1.1.1 燃烧与森林大火的产生条件

自陆地植物开始出现后不久，在志留纪晚期发生了有记录的第一次野火事件（Glasspool et al., 2022），随后野火便成为了地球生态系统中不可分割的一部分。在地质历史时期中，氧气浓度、燃料湿度和火蔓延相互作用（Belcher et al., 2021），野火的发生是整个显生宙生物多样性进化的重要驱动力之一（Jasper et al., 2021），对全球的植被分布、气候以及碳循环等产生重要影响（Bowman et al., 2009），也深刻影响着人类文明的进程，因此了解火在地球系统中的作用对理解地球生态系统的演化过程和提高人类对火的管理能力都十分重要。

野火是否能够发生取决于三个要素：点火源、氧气与燃料。点火源主要包括闪电、火山喷发、陨石坠落和因岩石坠落而产生的火星，其中闪电是自然火最主要的点火源。化石中的闪电岩（fulgurites）记录了雷电的发生（Cope et al., 1980），如今全球的雷击发生频率能达到44±5次/秒，每天的雷击事件超过八百万次（Scott, 2000），特别是全球气候变暖会使得对流层上层的水蒸气增加，引起更多的对流风暴和风暴轨迹，导致雷击数量的增加。如果有足够的大气氧气水平和燃料，则很容易在陆地上引发火灾（Cope et al., 1980; Lenton, 2013）。现代观测与气候模型都表明较高的温度会导致对流层水蒸气含量增加，而闪电活动的强度与对流层水蒸气含量的增加呈正相关（张筱青等, 2016），因此在全球变暖的条件下更容易引发雷电的产生。有研究表明全球平均温度升高 1 °C，闪电活动约增加 40%（Reeve et al., 1999）；董璐等（Dong 等, 2021）认为湿热火的发生与闪电高度相关，然而火灾活动对湿度的敏感性同时使得潮湿的气候压制了由闪电引发的湿热火。

氧气在燃料的燃烧、火的蔓延与木炭的形成中都有着重要作用（Scott et al., 2000; Glasspool et al., 2015; Yan et al., 2019）。首先，氧气是燃烧的关键因素。

万方数据

燃烧可被分为三个阶段：预燃（pre-ignition）、点燃和燃烧（Pyne et al., 1996）。燃料在被点燃前需要大量能量加热到一定温度以去除水分，再释放可被氧化的挥发物质进行放热的热解反应（Glasspool et al., 2015），热解反应产物是沥青等其他液体，它们能在氧气存在的情况下燃烧；而氧气是否充足决定了燃料燃烧是否充分，在植被燃烧不充分时，即达到一定温度但氧气不足的情况下，便会形成热解的残留物木炭（carbonaceous char）和灰烬。在上述过程中，燃料能否被点燃和不同燃料类型所需的氧气浓度最低值有关。已有许多实验对植物燃烧所需氧气的下限进行研究（Watson, 1978; Wildman et al., 2004; Belcher et al., 2008），结果表明：氧气浓度低于 12%-15%，植物不能被点燃；能使植物持续燃烧的氧气水平临界值在 16%-17%，低于 16%时，干的泥炭地也无法被点燃；低于 17%，木材、泥炭地或者其他的植物燃料无法持续燃烧（Belcher et al., 2008）。燃料是否能被点燃很大程度上取决于燃烧湿度和氧气浓度的关系，燃料灭火湿度与氧气浓度的关系为：M_{ex} =8O_X-128（M_{ex}—燃料的干重%，O_X—大气氧浓度%）（Watson et al., 2013）。随着燃料湿度的增加，燃烧所需含氧量也随之增加；此外，氧气水平也能决定不同含水量植物的可燃性（Glasspool et al., 2015），较高的大气氧浓度能够抵消植物水分含量增加导致的燃料可燃性降低的影响（Glasspool et al., 2015），从而对应着不同程度的野火活动。因此，随着大气氧浓度的增加，火灾更易发生，蔓延更加迅速（Lenton, 2013）。比如：对于泥炭地环境（形成条件为地下水必须全年保持在地表以上或接近地表）形成的植被，其含水量较大，可燃性较低，然而在现今大气氧浓度条件下（20.9%）燃料的灭火湿度为干重的 40%，因此，当前氧气浓度已可以极大抵消含水量增高造成可燃性降低的影响（Glasspool et al., 2015），比 21%更高的大气含氧量水平能够促使更多高水分含量的泥炭地植被的燃烧（Zhang et al., 2020a）；Belcher 等（2021）认为大气氧浓度如果高于 23%，会使得潮湿的燃料很容易被引燃发生火灾。

万方数据

野火对大气中氧含量变化十分敏感（Belcher et al., 2021），野火活动程度大小对应着一个大气氧气浓度区间，称为火窗（fire window）——17%-35%（Lenton, 2013），还有学者认为是16%-30%（Cope et al., 1980; Chaloner, 1989）。虽然两者的最值有差异，但都普遍表明，低于 16%的大气氧分压时，无论燃料的水分含量多低，都无法使火灾蔓延；低于 18.5%植被无法持续燃烧，野火也无法有效地蔓延（Belcher et al., 2010b）。容易使得植被燃烧概率迅速增强的氧气水平在 19%-22%，如果超过 23%，火灾事件会变得非常普遍（Belcher et al., 2010b; Belcher et al., 2013）；超过 25%时，潮湿的植被也能被引燃，威胁森林的再生（Lenton et al., 2000; Glasspool et al., 2015）并导致全球范围内火灾频率的升高（Wildman et al., 2004）；达到 30%时，即使无明显旱季，高水分含量的植物也容易被点燃，甚至能在潮湿的生态系统中扩散（Belcher et al., 2010a），这时火灾频繁发生且极具灾难；当氧气浓度达到 35%时，植被将十分易燃，导致森林的生长无法持续（Jones et al., 1991; Berner et al., 2003; Glasspool et al., 2010）。然而最新研究（Vitali et al., 2022）认为，植被含水量是影响火窗口中大气含氧量上限的重要因素，虽然全球森林覆盖率在氧气浓度升高时逐渐减少，但是该研究通过最新的模式模拟发现，假设在低纬度和高纬度最潮湿地区氧气浓度达到 35%，森林也仍然能够存在（Vitali et al., 2022）。这一结论表明，不同地区的森林由于含水量的不同，其所受火灾的影响程度不同：由于中纬度森林植被的含水量低于热带植被含水量，中纬度地区森林比热带雨林对大气含氧量的上升更敏感，导致该纬度地区着火效率与其他地区相比较高，所减少的森林面积更大（Vitali et al., 2022）。

燃料的类型与数量也是影响森林大火燃烧程度的关键因素，植物丰度较低意味着野火的燃料不足，很难发生大规模野火事件。而燃料是否充足与当地的气候息息相关，比如Hautevelle等（2006）认为大多数植物在温暖潮湿的环境中生长较快，而当气候极冷或极热时植物的生长环境发生改变，水和养分的供给受限，导致植物生长速率减缓。Hossain 等（2013）认为在始新世晚期到更新世

万方数据

早期炎热干旱的条件下，生态系统内多为中低等高度的稀树草原或草本植物林，可能限制了大规模野火的燃料需求。雷艳等（2022）通过对松辽盆地白垩纪晚期地层中的多环芳烃的研究认为，燃料的可用性影响了晚白垩世的火灾频率，在温暖湿润气候下由于植物生长繁盛导致野火频率高，而干旱条件下火灾频率发生较低。

地质历史时期中的气候变化也会影响野火活动，大量研究表明，全球变暖与野火的频发有较为紧密的联系。相关综述（Baker, 2022）整理了过去 4 亿年在不同时间尺度下由温室气体含量升高所导致的 8 个全球变暖事件，将其与区域范围内前人发表的野火地质记录的时期进行对比发现两者能较好吻合，并且发现温暖、潮湿环境中植物的燃烧多发生于全球变暖的气候条件，这表明未来在全球变暖的大环境背景下，潮湿地区野火发生的频率可能会增加。进一步对古野火的研究发现，虽然火灾的产生与植被有着直接关系，但是野火发生的关键取决于气候稳定性（Shi et al., 2020）。对中国银川盆地 150 万年来的野火活动研究发现，间冰期时温暖潮湿的气候条件有利于植被的生长使得燃料大量积累，当大量积累的燃料遇到极端干旱事件时，燃烧的几率大大增加，野火事件的频率也相应增加（Shi et al., 2020）。从木炭记录和孢粉记录也可以发现，在干旱和半干旱地区，野火活动对环境的敏感程度高于植被的变化（Shi et al., 2020）。Belcher等（2010a）发现三叠纪/侏罗纪界线（TJB）附近化石木炭丰度的增加是由气候变暖造成，当时大气二氧化碳水平的增加引起的强烈温室效应使得雷击事件更加频繁，加上气候导致植被易燃性的改变（温度上升使得阔叶植物的光合作用受损，植物叶片类型逐渐演化为易燃的窄叶），两者共同促进了野火活动的增加。同时，局部地区的气候变化也极大地影响了野火的强度，气候的干湿变化直接影响植被的生长状况和燃料负荷的多少，而植被负荷与植被的含水量都是直接影响野火发生的主要因素，其中，燃料的含水量增加也会降低植被的可燃性和连续性，从而在一定程度上减弱野火活动。此外，Baker 等（2019）运用白垩纪 OAE2 大洋缺氧事件（Oceanic Anoxic Event 2）开始时期的

万方数据

化石木炭重建了高分辨率的野火事件，认为该时期尽管氧气浓度较高，但是温室效应下 CO_2 的浓度水平上升，使得燃料含水量增加，从而抑制野火活动；反之，CO_2 浓度下降时全球气候变冷导致的气候干燥、燃料含水量减少使得野火事件增加。

综上所述，燃烧的关键在于是否有足够的燃料、点火源和燃烧所需的氧气水平，这三者缺一不可，而野火活动作为大范围燃烧事件其频率和范围也与大气含氧量水平密不可分，还与燃料可用性及气候条件有关（Belcher et al., 2017; Baker, 2022）。

1.1.2 显生宙的古火灾历史

迄今为止，人们发现最早的以陆地植被作为燃料的化石木炭存在于晚志留纪（430 Ma）（Glasspool et al., 2022），该化石木炭证据表明至少在 4 亿年前野火已经开始在地球上燃烧，这与维管束植被兴起的时期一致（Kenrick et al., 2012）。随后从晚志留纪到早泥盆纪末期，陆生植物的进化使得陆生维管束植物逐渐增加（从小型维管束植物发展到高度至少 1 m，直径 50 mm 的陆生植物）使得燃料逐渐开始堆积（Cope et al., 1980），森林初具规模，进而产生了易引发野火的自然环境。前人通过对古生代与中生代的化石木炭遗留证据（包括惰质组）汇总发现，在志留纪、三叠纪、侏罗纪的古火灾证据的数量较低，而在泥盆纪、石炭纪、二叠纪、白垩纪的数量相对较高（Jasper et al., 2021）。

在古生代，野火的频发是石炭纪和二叠纪生态系统的重要特征（Scott et al., 1994; Scott, 2000）。然而，与石炭纪、二叠纪和白垩纪相比，关于泥盆纪的木炭记录相对较少，在中泥盆纪晚期和晚泥盆纪早期甚至还存在“炭屑缺失带”（charcoal gap）（Glasspool et al., 2010），直到晚泥盆世法门阶才有零星木炭的出现（Rimmer et al., 2015），其存在木炭间断期的原因可能与较低的大气氧含量有关，而不是植被的缺乏（Belcher et al., 2010a），这表明大气含氧量是决定火灾活动发生与否的重要因素。自早石炭纪开始，大量木炭记录的出现才显示了相对成熟的火灾系统（Scott et al., 2006; Rimmer et al., 2015），之后大量二叠

万方数据

纪地层中已被证实是由野火产生的煤中惰质组证据（Jasper et al., 2021），并且较高氧含量也对应石炭纪-二叠纪（~360 Ma-252 Ma）普遍存在的野火活动（Scott, 2000; Scott et al., 2006）。特别是在晚二叠世，野火活动逐渐增强，乐平阶古野火证据（包含煤中惰质组和碎屑沉积物中的化石木炭）几乎遍布整个盘古大陆与各个植物区系，其野火活动的范围能达到只要有植被覆盖就有相应的记录（蔡垚峰, 2019）。

对中生代（~250 Ma-65 Ma）的炭屑、惰质体和多环芳烃的数据记录汇总表明，野火在整个中生代都有发生（Belcher et al., 2008; Glasspool et al., 2010）。但在早、中三叠世，仍然有一个明显的"炭屑缺失带"（蔡垚峰, 2019）；从中三叠纪开始，野火活动逐渐变的频繁。侏罗纪是一个重要的含煤时期（Diessel, 2012），在此期间泥炭地中陆生植物在煤炭中形成的惰质体（Diessel, 2010）表明在侏罗纪的某些时期（如晚侏罗世期间）野火十分普遍，并且早于被子植物扩张的时期（Scott et al., 2006; Belcher et al., 2010a）。随着侏罗纪化石木炭的发现以及对该时期重建的较高大气含氧量表明（Falkowski et al., 2005; Belcher et al., 2008; Marynowski et al., 2009; Berner, 2009; Tanner et al., 2012; Zhang et al., 2020b; Xu et al., 2020b），高氧含量可能是当时野火事件发生较为频繁的重要原因 。Glasspool 等（2010）用煤中惰质组丰度重建显生宙大气氧含量得到的中侏罗世阿林阶的大气氧含量结果高达 28.3%；最近张志辉等（2020a）也利用该方法得到煤中惰质组含量平均值 48%对应阿林阶的大气氧含量为 29%，并得到了相关模型结果的支持（Bergman et al., 2004; Mills et al., 2016）。白垩纪的火灾记录数量较多，野火活动频繁，其中白垩纪中的煤岩层中所含木炭含量高达 45%（Glasspool et al., 2010），而且早白垩世惰质组的广泛存在使得白垩纪被称为是一个高野火世界（a 'high-fire world'）（Brown et al., 2012）。Belcher 等（2008）认为白垩纪野火活动要高于三叠纪和侏罗纪，在晚白垩世达到野火活动的峰值。到了新生代，野火继续席卷地球，然而惰质组记录表明沼泽火从始新世（~56 Ma）突然减少（Collinson et al., 2007），并且在非沼泽地区的炭屑记录也非常

万方数据

少（Scott, 2010），在整个新生代沼泽火活动一直维持着较低水平，从新近纪之后又开始有增加的趋势（Diessel, 2010; Glasspool et al., 2010）。

1.2 现代地球系统中的森林大火

1.2.1 森林大火的作用与危害

森林大火作为陆地生态植被与大气环境之间双向作用的纽带（Belcher et al., 2021），其很大程度上塑造了地球生态系统中植被的组成与结构。森林大火能使得封闭森林地区维持部分开阔植被区域，其能在气候条件适宜封闭森林生长的地区维持植被在开阔地区的生长，从而调节植被结构（Bond et al., 2005b; Bowman et al., 2009）。火灾对植被结构的影响取决于野火体系（fire regime），野火体系是指火灾频率、火灾严重程度与空间分布的特征模式（Bond et al., 2005a），Archibald 等（2013）基于火烧面积、火的间隔期、辐射能量、火斑大小、扩散速度与野火季节性综合量化野火体系，而野火体系又取决于外界物理环境因素和植物自身特征的协同作用（Bond et al., 2010）。因此，野火体系既可以通过外界条件如气候因素，又可以通过像植被的可燃性和生产力的改变而变化（Bond et al., 2010）。虽然自然火灾事件对生态环境的演替有促进作用，但近些年来野火数量与范围的增加被认为主要由温室效应引起的全球变暖导致（Turetsky et al., 2014），森林大火事件的频发正逐渐对人类活动产生广泛的负面影响。

野火的发生会在大气中产生大量的气溶胶颗粒和痕量气体，从 2019 年底到 2020 年初在澳大利亚发生的夏季野火事件（简称“黑色夏天”）是卫星所观测到的最大野火事件，其为平流层输入超过 100 万吨气溶胶，相当于 1 次小型的火山喷发，严重影响臭氧浓度的分布；通过模型模拟、卫星观测、现场勘察一致发现 2020 年野火发生后，南半球中纬度地区平流层底部的臭氧显著减少，且持续的低浓度臭氧一直延续到 2021 年（Peterson et al., 2021; Santee et al., 2022; Ansmann et al., 2022; Wang et al., 2023）。此外，黑碳气溶胶的产生还会影响冰盖的融化速度，有研究表明，森林火灾释放的大量黑碳颗粒物沉积在冰表面降

万方数据

低其反射能力，加速了格陵兰冰盖的融化，对全球海平面的上升也产生了巨大影响（Keegan et al., 2014）。气溶胶颗粒对人类健康的影响也不容忽视：近期，研究人员（Zhang et al., 2023b）采用机器学习方法与三维化学传输模型与臭氧-氮氧化物-烃类气溶胶化学机制和气象数据结合的方法，对 2016-2019 年期间澳大利亚新南威尔士地区（空气污染程度较低，但经历过大规模野火的地区）三十多万份含有孕妇信息的出生记录进行分析，认为野火产生的气溶胶会造成更高的高龄产妇早产的风险，并且导致婴儿出生时体重偏低。

美国西部地区在过去几十年一直是火灾发生的热点地区（Westerling et al., 2006），特别是美国加利福尼亚州作为近些年野火频发的重灾区之一，研究表明其野火燃烧的总面积从 1984-2017 年翻了一倍，而对 1984-2017 年中发生的 1535 场加州野火的气象因子进行分析发现，约 60%的野火发生在夏季干燥的时期（Dong et al., 2021）。未来的野火事件预测表明，到 21 世纪中后期，美国西部高度野火污染事件的频率和严重程度将大幅增加（Liu et al., 2016），而野火烟雾排放会导致细颗粒物 $PM_{2.5}$（fine particular matter）浓度升高，被人类吸入会导致呼吸系统疾病，比如哮喘等慢性阻塞性肺疾病（Reid et al., 2016），对公共健康造成威胁，近期大量研究关注加州农业地区农业工人受到野火产生空气污染的影响。对比研究发现在过去气候条件（2004-2009 年）与未来（2046-2051 年）气候条件下，全州的农业工人暴露在 $PM_{2.5}$ 的总天数将上升 35%，由 $PM_{2.5}$ 可能引发疾病的加州总农业工人人数将增加 190%，并且野火产生的烟雾对造成每日 $PM_{2.5}$ 超标的贡献远超于非火源的空气污染源（Marlier et al., 2022），因此频率日益升高的野火事件对人类的健康有着极大的负面影响。此外，野火造成的破坏也严重影响人类的正常生活，2020 年 9 月，美国俄勒冈州西部在三天内烧毁了俄勒冈喀斯特山脉的将近 4000 平方公里的中型森林，烧毁了 4000 多座建筑物，超过 10%的居民被迫疏散，其烧毁的面积可能超过以往该州 120 年中任何 1 年中的燃烧面积（Abatzoglou et al., 2021）。

万方数据

在全球变暖气候背景下，预计未来几十年，气候变化会威胁北方生态系统的碳汇（Tymstra et al., 2007）。频发的野火不仅局限于生物多样性丰富的热带雨林以及其他赤道地区，而且正逐渐向干旱程度增加的北方高纬度寒带森林扩张。相关研究使用大气一氧化碳浓度数据反演全球野火二氧化碳的排放发现，北方野火主要碳排放地区从北纬 50°-60°上移至 60°-70°高纬度地区，并且通常北方野火贡献全球 10%的二氧化碳排放，而在 2021 年达到了全球碳排放的 23%，达到了近 20 年的最高水平（Zheng et al., 2023）。

1.2.2 人类活动对森林大火产生的影响

虽然火灾的蔓延主要取决于自然因素如：气候、生态环境、地貌等，但由于如今人们对土地的使用与火紧密相关，特别是在热带地区，人们借助火来清理或开发森林，管理牧场，控制杂草灌木及落叶的累积等（Dickson et al., 2006）。此外，过往研究表明，火灾体系的改变是社会变化普遍的特征，人类迁徙初期都是以植被燃烧的火灾残留物的增加为标志（Clark et al., 2013），因此人类活动对当今火灾的引发起到不可忽视的作用。由于自然火灾大多数发生在燃料干燥时，而大多数人类活动产生的火灾往往在燃料潮湿时就可被点燃，因此由人类驱动的火灾可能比自然成因下发生的火灾所产生的对全球变暖影响较大的痕量气体（如甲烷和非甲烷碳氢化合物）的排放量增加 1-3 倍（Saamak, 2001）。近年来，热带与北方地区泥炭地野火强度的增加被认为是气候变化和人类活动下地下水水位降低形成的干燥条件所导致（Turetsky et al., 2014）。自然泥炭地受到火灾的影响较小，因为该环境保持着高湿度状态（泥炭地的形成条件为地下水必须全年保持在地表以上或者接近地表），气候变化对泥炭地火灾的发生影响不大（Glasspool et al., 2015）。Glasspool 等（2010）也用相关数据进行证明，即使在气候变化波动较大的时期泥炭地的木炭积累也能保持低值。而人类对泥炭地的开发利用（排水、砍伐、燃烧）会降低泥炭地的含水量，导致经人为干扰的泥炭地比原始泥炭地更易燃烧（Hudspith et al., 2014）。

万方数据

1.3 森林大火的研究方法

1.3.1 现代与古代森林大火研究方法对比

森林大火是地球系统中陆地和大气物质能量交换过程中非常重要的一环，目前对现代野火的研究多基于对野火发生时的遥感与气象数据进行分析与观测，如：通过分析卫星遥感数据能够对野火的碳排放进行检测，有研究基于一氧化碳排放对野火状态与二氧化碳的排放进行反演，还对全球野火碳排放进行实时量化，降低了野火碳排放的滞后性（Zheng et al., 2023）。然而，目前基于卫星观测数据对火灾的研究十分有限，难以反映在长时间尺度下气候-植被-火灾之间的相互作用，并且基于现代观测数据建立的统计模型对未来火灾的预测不确定性较大，其预测的时间范围超出了现代观测的时间尺度，缺乏在现代观测时间范围之外对长期火灾的演变与植被、气候的反馈机制的数据支持。因此，要提高对未来火灾预测的精准度，不仅需要短时间尺度的卫星观测数据，还需要足够的古火灾数据为火灾预测模型进行评估与测试，以提高模型模拟的效果（Haliuc et al., 2023）。目前对于深时的火灾研究虽还没有十分系统，但在近 20 年来已经逐渐深入（Brown et al., 2012）。对古野火的研究能够帮助我们了解观测数据无法提供的千年生态系统的扰动情况及其响应机制，提供气候变化背景下的火灾情况，而在地层中保存的木炭记录可以用来进行不同时间尺度下火灾状况的重建（Lesven et al., 2022）。

古代野火在地层中的残留物有炭屑、碳黑、多环芳烃以及木化石年轮中的火焰疤痕等（Glasspool et al., 2013），根据这些残留的识别标志产生了不同的古野火研究方法，主要包含多环芳烃法（PAHs）、煤岩学法、孢粉学法和植物形态学法。多环芳烃广泛分布于陆源的泥炭、煤炭、石油以及海洋沉积物中，其主要通过在自然状态下野火和火山喷发引发不完全燃烧源（Bond et al., 2010）、人为燃烧源以及有机质热降解形成的多环芳烃（Bence et al., 2007）。由于在地质历史时期，多环芳烃与森林大火有直接关联，被认为是燃烧事件的产物，广泛被用于古火灾及环境的重建（Jiang et al., 1998; Venkatesan et al., 1989;

万方数据

Marynowski et al., 2007; Marynowski et al., 2009）。火灾发生时燃料中的有机化合物分解为更小的分子后以不同方式发生反应形成第一个芳香环，随后该单环芳烃与其他较小分子结合形成更大更稳定的多环芳香族化合物（Lima et al., 2005），随着多环芳烃的环数增多，其燃烧时的温度与所需能量也相应增加，因此能很好地反映地质历史时期中火灾温度的变化（Finkelstein et al., 2005）。多环芳烃的来源和分布可以为重建野火提供有价值的信息，但是这一方法无法提供野火的类型、燃烧植被种类等细节。植物形态学法作为一个新型研究方法，根据现生植物叶片易燃性的标准将古植物化石划分为易燃型和不易燃型植被，作为一种支持性证据能定性判断古火灾事件的发生条件，但不能定量对古火灾的过程进行重建（张筱青等, 2016）。相比之下，到目前为止化石木炭仍然被认为是古野火发生的最直接、最重要的证据，除了提供野火的信息，还保存了大量古植物系统学信息（周宁等, 2013）。通常用煤岩学方法进行研究，在煤中保存的木炭能通过对惰质组含量与反射率的测量，进行古野火温度和类型的重建；通过化石木炭的数量和形态分类变化，并结合孢粉学统计分析，能够进一步推测古火灾的发生规律，反演火灾的强度与燃烧类型等关键火灾信息，重建地质历史时期的气候、植被和古环境变化（周宁等, 2013）。此外，化石木炭作为燃烧后具惰性的物质，其不仅能重建长时间尺度上的野火事件，短时间尺度的野火事件也能被记录在含有炭屑的沉积物中，例如表层沉积物中的炭屑含量的高时间分辨率变化被用于研究现代火事件和现代环境变化以及人类活动之间的相互作用（王梓莎等, 2020a）。总之，化石木炭作为重建野火所不可替代的指标之一，在研究古野火事件中具有十分重要的作用。

1.3.2 沉积物中化石木炭的基本概念与研究进展

黑碳是植被不完全燃烧产生的一系列粒径连续的固体残留物，古生态学中将地层中粒径级别在 mm 与 μm 的黑碳称为化石木炭（fossil charcoal/ fusain）（Masiello, 2004），由于黑碳在煤岩学分类中属于惰质组，而惰质组的形成原因可能为有机质在泥炭化作用下经过氧化蚀变产生（韩德馨, 1996; Hower et al.,

万方数据

2011），也可能是不完全燃烧的产物。因此，长期以来古植物学家和煤岩学家对化石木炭是否是古野火的产物说法不一，但经过大量实验证明后形成了古野火研究中广泛共识：化石木炭以及大多数煤中惰质组可以被认为是不完全燃烧（野火或者火山活动）的产物（Scott, 1989; Scott et al., 2007）。木炭和惰质组中的丝炭或丝质体（fusain/ fusinite）同义，属于无机碳化合物（Winkler, 1985; Patterson et al., 1987），具惰性（Cope et al., 1980），耐降解，可以通过野火或者人为热解、炭化等过程形成，通过煤岩学可进一步对该分类的原因进行具体阐述。化石木炭为重建地质历史时期的野火提供可靠的证据（Jones et al., 1991; Scott et al., 2010），其作为热解的残留物可以在地层中保留下来（Scott et al., 2007），对化石木炭的研究能够重建古野火历史。其中，宏观木炭（>180 μm）能够在扫描电镜下提供植被的解剖学特征，微观化石木炭（<180 μm）能用孢粉计数法分析古野火发生频率（Scott, 2010），由于在保存的过程中往往经历搬运过程而破碎，因此在地层中发现的木炭多较为细小，故称为炭屑（蔡垚峰, 2019）。

我们通过煤岩学进一步阐述惰质组与化石木炭的关系。在煤岩学中，煤的显微组分有三类，分别为镜质组（vitrinite）、壳质组（Liptinite）和惰质组（inertinite）（韩德馨, 1996）。其中，惰质组源于烧焦和生物化学性质改变的植物细胞壁成分（ICCP, 2001），是在煤层中保存的木炭碎屑（Bond et al., 2010; Scott et al., 2007）。对现代木炭组合的观察与相关燃烧实验表明，经过高温后惰质组拥有与木炭相同的光学和物理特性，因此根据煤岩学分类，化石木炭的显微结构被归为惰质组，惰质组也基本完全被认为是野火的副产物（Scott et al., 2007），煤层中惰质组的分布和丰度是重建沼泽环境中野火事件的重要指标（Scott et al., 2007; Diessel, 2010; Glasspool et al., 2010; Benicio et al., 2019），其意义等同于化石木炭，已有许多学者认为野火是形成惰质组的最重要因素（Scott et al., 2000; Belcher et al., 2003; Collinson et al., 2007; Glasspool et al., 2015）。因此，惰质组也是广泛用来作为地质历史时期中野火事件发生的直接证据

万方数据

（Scott et al., 2007; Glasspool et al., 2013; 王岩等, 2016），惰质组的百分含量或惰质组/镜质组能够反映野火频率，高惰质组比例表明有广泛野火事件发生。然而，一些研究认为（Hower et al., 2011; Sen, 2016），植物在埋藏过程中微生物和真菌的氧化作用也可能导致惰质组的形成。结合 2001 年国际煤岩学会 ICCP 的标准与前人研究发现（Rimmer et al., 2015），惰质组中的三种显微组分——丝质体（fusinite）、半丝质体（semifusinite）、碎屑惰质体（inertodetrinite）（Rimmer et al., 2015）都属于热解作用下未完全燃烧的炭化产物，而不是通过真菌与细菌昆虫活动降解形成。

煤层中的丝质体被认为是火灾发生后残留的有机质（Tschudy et al., 1984）。丝质体、半丝质体统称为宏观型丝炭（Macrolithotype fusain）（Stopes et al., 1919; Shivanna et al., 2017），然而，碎屑惰质体尺寸通常较小（2 μm-50 μm）（Scott et al., 2007）。丝质体与半丝质体中，半丝质体代表较低温度下的野火活动（Scott et al., 2007），两者的反射率不同，但形态大小有相似之处。丝质体在油中平均随机反射率>2%，具可辩别解剖学特征；半丝质体在油中平均随机反射率<2%（但大于相关的镜质体），其形态介于丝质体和镜质体之间，通常不具备良好的解剖学特征，二者的共同点是尺寸都必须>50 μm（Scott et al., 2007）。以 50 μm 为界的炭屑颗粒代表不同的运输方式（Clark et al., 1997），通过水流搬运的木炭尺寸范围较大，反射率的范围也较大，对应不同的火灾温度和类型（Scott et al., 1994）。对于碎屑惰质体而言，其尺寸<50 μm，具有高流动性，可由风力或者水力搬运。虽然碎屑惰质体尺寸普遍较小，但还可以被分为能被水流搬运的较大的炭屑碎片（charcoal fragments）与被风搬运较小的炭屑颗粒（charcoal particles）。在火灾产生的烟雾中，特别是林冠火或泥炭火的烟雾中能产生大量的碎屑惰质体（Komarek, 1973）；此外，由林冠火形成的碎屑惰质体反射率较高，并且此类森林大火形成的温度与反射率都较高的炭屑容易在被流水搬运的过程中破碎（Scott, 1991）。

万方数据

对化石木炭的判别主要用以下特征：均质化细胞壁、具化学惰性、较高的反射率、结构在解剖学上的保留，虽然满足以上条件基本可以认定是热解后形成的化石木炭，但是并不意味着没有这些属性植物就未进行热解（Jones et al., 1991）。对植被在 180-600 ℃的燃烧实验得出了热解的三个阶段：第一阶段是烧焦（scorching）或炭化（charring），该阶段植物的组织在化学上不具惰性，细胞壁在解剖学上得以保留而具内部结构，纹孔膜保存完好，反射率较低。第二阶段是完全炭化阶段（fully charcoalified），在此阶段，植物组织更具有惰性，结构在解剖学上得以保留，细胞壁表面均质化，纹孔膜消失，反射率增加。第三阶段，植被开始破碎分解，细胞壁沿着中胶层（middle lamella）开始出现裂缝，植物组织在化学上具惰性，反射率较高，结构在解剖学上变得模糊（Jones et al., 1991）。因此，植被的热解过程可能停留在第一阶段，前人认为半丝质体（semifusinite）是烧焦炭化即热解第一阶段后的产物，其中胶层和微纤维结构的细节因温度不足而未完全破坏（Cope et al., 1985）。Cope 和 Chaloner 等（1985）在烟煤（bituminous coals）的半丝质体中仍然能看到残留的中胶层，并表明这就是烧焦的物质。因此，他们认为不论是木炭还是烧焦的木材（例如：半丝质体），都可以被视为古野火发生的记录。相关研究表明，从早石炭纪开始，化石记录中常有大量理化性质和热解程度与第二阶段描述相同的化石木炭，其存在于不同岩性的煤层与沉积序列中，可以由此认为由石炭纪的沼泽或侏罗纪的针树林引发的大火十分频繁（Jones et al., 1991）。在化石记录中也能发现植物第三阶段热解后的木炭记录，惰质组中的碎屑惰质体（inertodetrinite）含有大量细小高反射率的颗粒，其中部分由破碎的木炭碎片组成，对应着热解的第三阶段所描述的属性，但是由于搬运过程中的易破碎性使得其完整的材料并不常见（Jones et al., 1991）。化石木炭的出现可以大致等同于古火灾的发生频率（Jones et al., 1991）。在海洋沉积物中的木炭则表明更广区域的野火事件（Bond et al., 2010）。由于燃烧过程中产生的寿命较长的固体物质具有惰性，

万方数据

耐土壤和沉积物的化学降解，它们是大气-生物圈中碳循环的重要碳汇（Kuhlbusch et al., 1996）。

前人研究一致认为炭屑一般主要具有以下可识别特征：①深黑色、不透明、坚硬、边缘锋利；②在 40 倍镜下调焦时微炭屑边缘可见蓝色光晕；③反光且光泽明亮，随机反射率从最小值区间 0.06%-0.56%R_0 至最大值区间 1.65%-3.8%R_0 不等（McParland et al., 2009）；④形状呈碎裂状，且多为块状或呈细长条状，边缘常平直，有的为粗糙的锯齿状；⑤由于高温热解导致细胞壁熔融均质化；⑥保存三维的细胞结构和开放的细胞腔，因此能够根据不同的解剖结构进行植被种属鉴别和分类（Patterson et al., 1987; Turner et al., 2004; 吕静 et al., 2002; 李宜垠等, 2010; Zhang et al., 2023c）。实验研究表明，在自然状态下因野火产生的木炭的反射率要比用烧制陶器所需温度（800 °C）和冶炼钢铁所需温度（1100 °C）将木材转化为木炭的反射率低，野火产生的木炭大部分反映的温度范围在 300-700 °C 范围内（McParland et al., 2009）。

对于炭屑形态是否需要囊括棕色的部分烧焦的棕色半透明植物组织这一特征曾存在争议，但通常而言满足上述条件的黑色的物质一定属于炭屑的范畴，且此标准也一直被前人沿用，因此可以只计算后者（王梓莎等, 2020b）。过于小的炭屑（5 μm-20 μm）在显微镜下无法直接通过镜下观察与其他深色有机物或者白铁矿、黄铁矿（FeS_2）、黑云母等无机颗粒区别开，但同时配备了荧光和反射光的显微镜能将有机质、矿物与炭屑进行区分，因为有机质在光源的激发下可以产生荧光，某些矿物在反射光观察下强烈反光，而炭屑始终呈黑色。此外，黄铁矿还可以用浓硝酸进行去除，且如果黄铁矿较小，忽略不计较小的炭屑颗粒（如 Waddington 等（1969）在对炭屑的分级计数中对<56 μm^2 的炭屑颗粒进行排除）也能一定程度避免将黄铁矿误认为炭屑进行计数。Rhodes 等（1998）在前处理过程的最后一步用 6% H_2O_2 溶液处理后进行加热，将深色有机物在 50 °C 下漂白 48 h，有效地在富含腐殖质的沉积物样品中提取出炭屑，并且保证了炭屑的完整性。

万方数据

炭屑根据大小分为两种：宏观炭屑（macroscopic charcoal）>125 μm（Clark et al., 1997），也有研究采用>100 μm 的标准进行量化，多由水力搬运（Scott et al., 2000; Scott, 2000），没有磨损边缘的宏观炭屑可能表明木炭碎片未经远距离搬运（Scott, 2000），宏观炭屑可以重建本地野火事件（local fire）；微炭屑（microscopic charcoal）是<100 μm 的木炭（Swain, 1973; Clark et al., 1982），除了水力还可由风力搬运，主要基于孢粉玻片进行研究，可以重建区域性的火事件（regional fire），也有研究以<50 μm 炭屑为标准进行区域性火事件的重建（Clark, 1988; Chang Huang et al., 2006; 李宜垠等, 2010; 谭志海等, 2017）。

根据燃料的空间分布类型与燃烧温度，野火可以分为三种类型：地面火（ground fires）、地表火（surface fires）和林冠火（或称树冠火，crown fires）。其中林冠火可达到 800 °C 甚至更高的温度，而地表火温度在 400-600 °C；前者主要燃烧针叶林等茂密的树林和较大的灌木，后者主要燃烧草本植物与灌木。地面火温度相对较低，小于 350-400 °C，主要发生在有灌木、草本植物、土壤腐殖质和泥炭地，燃烧林地表面的凋落物，包括腐殖质层中无用的有机质（Pyne et al., 1996; Scott, 2000; 许云等, 2020; Petersen et al., 2012; 王岩等, 2016），凋落层的燃烧温度通常在 300 °C 左右（Pyne et al., 1996）。

燃烧的效率和燃料的条件往往能够决定颗粒物的排放多少，燃烧效率较低的低强度火会导致更多颗粒物的排放（Pyne et al., 1996），对于木炭而言，主要由风力输送的微木炭是燃烧后的主要产物（Clark et al., 1998）。对现代火灾的实验观察表明，林冠火不会产生大量宏观木炭，地表火容易在有大量灌木植被或凋落物的情况下产生大量木炭（Scott, 2000; Scott et al., 2007）。地面火因为其规模较小，导致此类型的野火不会产生很多木炭（Whitlock et al., 2001）。Xu 等（2022）通过对阿尔布阶早期大洋缺氧事件（OAE 1b）时期泥岩中的惰质组进行反射率测定，从而确定野火燃烧的温度和野火的类型，结果发现阿尔布阶早期，野火以地表火为主，几乎无林冠火。

万方数据

炭屑在空中被搬运的距离与炭屑的大小有关，微炭屑由于质量较轻，往往能被风搬运至几百甚至几千公里外：高斯-羽流模型表明，<50 μm 细粒的微炭屑大多源于自沉积点 20 km-100 km 范围（Clark et al., 1997），更小的亚微米（<1 μm）烟炱颗粒则能在大气中悬浮数月，能反映区域甚至全球范围内生物质燃烧状况（Ogren et al., 1983）；而宏观炭屑（>125 μm）大多沉降在 7 km 以内（Clark, 1988）。

根据木炭被搬运的时长可将木炭分为两种：1）初级木炭（primary charcoal），是指火灾期间或火灾发生后不久的木炭；2）由于木炭在湖泊中的沉积可能发生在实际火灾之后，导致在非火灾年份也能发现炭屑，这种非火灾年份由地表径流输送至湖泊进行沉积的木炭称为次生木炭（secondary charcoal）。地层记录中的炭屑由上述两种木炭共同构成（Whitlock et al., 2001）。其中，次生木炭所沉积的时间跨度与区域范围更大，能够在火灾发生后的十几年甚至几十年中以及在一些非燃烧区域的湖泊流域中进行沉积。次生木炭的来源有很多，比如研究发现，在湖边缘的集水区，一些直立或倒下的烧焦的树木能使得木炭在湖泊中长期累积（Patterson et al., 1987）；一些木炭可能起初搬运至湖面而后被吹到岸边进行沉积，数年后这些木炭被水搬运而重新沉入湖底形成次生木炭（Whitlock et al., 1996）。在湖泊沉积物中对宏观木炭（通常>150 μm）的累计记录（CHAR）进行数值分析是重建地方性火灾事件频率（local fire frequencies）的主要方法（Oris et al., 2014），使用该方法将木炭记录分离成木炭背景值和木炭峰值，峰值代表区域火灾事件，背景值则代表二次沉积形成的。木炭在湖中的累积速度取决于野火产生木炭的多少以及木炭如何被搬运进湖中的过程。通过计算木炭浓度和木炭通量数据能够避免不同沉积速率的影响，从而更好地解释木炭数据（Shi et al., 2020）。为了研究火灾活动的历史，对炭屑的量化十分重要。衡量微炭屑和大炭屑的丰度主要通过计算炭屑颗粒数和炭屑面积两个指标实现，其中对炭屑颗粒的计数能转化为炭屑浓度颗粒数/cm^3，进一步将其除以沉积时间 deposition time（yr/cm）转化成炭屑的累积速

万方数据

率，但需要在前处理时额外加入已知量的示踪剂（exotic tracer）进行定量。用该方法得到的炭屑浓度随时间变化的数据由背景值和峰值两部分构成，峰值代表区域火灾的发生，可能代表一个或几个火灾事件（Ali et al., 2012）。背景值的改变可能取决于燃料类型的改变（如：Millspaugh 等（2000）发现草地变为森林会使得木炭丰度增加），也可能与二次木炭（等同于次生木炭）的引入有关，例如多年储存在湖滨处的二次木炭被持续搬运入湖泊中（Whitlock et al., 1996; Long et al., 1998），另外还可能与流域外的区域火事件有关（Clark et al., 1996b）。此外，Swain（1973）首次引入炭屑-孢粉累积速率指标，将炭屑的增加与植被烧毁而导致的花粉含量的降低相结合进行火灾事件的识别。

木炭的面积的量化主要通过尺寸分类法、计算机图像分析法、点计数法进行计算。计算机图像分析法的缺点是可能导致识别的炭屑最后结果小于真实值（MacDonald et al., 1991），因为炭屑颗粒边缘的光密度比中心低会导致识别的颗粒比实际小，但如果将图像分析软件的设置调整为以低密度边缘进行炭屑的识别，则会误识别一些并未烧焦的物体（Whitlock et al., 2001）。表 1.1 中列出了 5 种前人总结的关于湖泊沉积物中炭屑样品的定量研究方法（Whitlock et al., 2001），其中化学消解法（chemical extraction）虽然以重量为单位计算了炭屑的丰度，处理流程简单，但是当炭屑较少时会造成对炭屑的定量不准确。

一般而言，经过前处理后对大炭屑的研究会选择>100 μm 或者 125 μm-250 μm 大小的炭屑进行分析，其主要研究方法有两种：岩相薄片法（petrographic thin sections）和筛选法。前者适用于含纹层的沉积物记录，其能用较高时间分辨率以 1 mm 的间隔按年重建野火历史，而筛选法则可以对无纹层的沉积物进行地方火的重建，其优势是筛选的成本低、速度快。对于微炭屑的研究可以在孢粉玻片上展开。在孢粉分析制作的玻片上进行炭屑研究的优点是能同时对孢粉和炭屑一起计数，节省了前处理和计数的时间，但缺点是当炭屑浸润在液体中被搅拌、离心或筛分时，外力容易使其破碎或损失；孢粉处理的流程也会使得有机质变暗，影响炭屑观察（Rhodes, 1998; Clark, 1984）。

万方数据

万方数据

表 1.1 湖泊沉积物炭屑研究方法对比表（引自 Whitlock, et al., 2001）

Tab.1.1 Comparison of methods for the study of charcoal in lake sediments.

方法	处理流程	定量方法	目的	优点与缺点	参考文献	针对炭屑大小
孢粉玻片分析法	标准孢粉制备法	目镜中的网格在玻片的截面上移动，炭屑的数量或面积表示为：累计速率可以通过计数的标记颗粒/添加的总加入标记颗粒的比值，或作为相对度量作为花粉总量的比值来计算，其中，一个网格在玻片上移动只计算与网格相交的木炭颗粒；炭屑的面积是被估算的	用微炭屑在百年或千年的时间尺度上确定区域火的重要性	优点：木炭在花粉载玻片上计数，无需额外前处理； 缺点：火灾重建的时空分辨率较差;损坏难以识别;计算浓度或累积速率存在问题	Swain, 1973; Cwynar, 1978; R. L. Clark, 1982	微炭屑
岩相薄片法	纹层沉积物用丙酮脱水，用环氧树脂浸渍，固化，然后切片	基于大小。一个网格穿过每个纹层，记录大炭屑 macroscopic(>50 μm)的数量和面积	在年度到千年的时间尺度上重建局部和局部外火灾的历史	优点：提供按年的记录； 缺点：昂贵，有纹层的湖泊沉积物少	J. S. Clark, 1988b; Rhodes & Davis, 1995	无特定形态
筛选法	连续的 1 厘米岩心间隔通过分析筛 analytical sieves 轻轻冲洗(筛网尺寸为>0.100 mm)，筛过的样品放入有网格的培养皿中	大炭屑(>100μ m)在体视显微镜下计数，以体积为单位记录炭屑个数	用大炭屑重建十年到千年时间尺度上的局部和局部外火灾的历史	优点：可用于无纹层的湖泊沉积物，保留可以用于 AMS 测年的大型化石； 缺点：非树木的，难以分解	Millspaugh & Whitlock, 1995; Long, et al., 1998 Mohr et al., 2000; Hallett & Walker, 2000	大炭屑
化学消解法	沉积物在硝酸中消解，后称重；样品在500℃中点燃，后再次称重	计算炭屑百分数：硝化后的重量-点燃后的重量，结果*100/样品的重量	确定火在千年时间尺度上的重要性	优点：分析所有粒径范围； 缺点：不可靠	Winkler, 1985; Laird & Campbell, 2000	无特定形态
计算机图像分析法	摄像机安装在显微镜上扫描木炭	扫描仪通过光密度识别木炭，并记录木炭是数量、面积、大小等级分布	量化不同尺寸范围的木炭面积	优点：使用扫描仪比目视计数更省时； 缺点：扫描仪容易错误识别其他类型的深色颗粒，计数代表性不足	MacDonald et al., 1991; Horn et al., 1992; Earle et al., 1996; J. S. Clark & Hussey, 1996	无特定形态

Iversen 是第一位在孢粉玻片上对炭屑进行研究的学者（Iversen, 1941），此后这一方法广泛流传成为研究微炭屑的主要方法。基于孢粉玻片观察对炭屑进行统计的方法主要有四种：1）点计数法（point count methods）（Clark et al., 1982）；2）绝对丰度法（absolute particle abundance methods）；3）尺寸分类法（size class methods）（Patterson et al., 1987）；4）和主观估计法（subjective estimates）。其中点计数法是认可度较高的一种，做法通常为在孢粉玻片上随机选择一系列点，确定炭屑所覆盖的点的百分比，此方法容易在炭屑含量较低时产生零值，且较于尺寸分类法会花费较多时间。

1.4 古野火研究的概述和炭屑的研究意义

现代野火的研究主要聚焦于由人类活动影响下导致的全球变暖是如何通过气候要素对森林大火产生影响，而对在非人为因素的自然状态下的气候周期性变化对野火行为的控制研究相对较少。对地质历史中记录的火灾事件进行研究有着重要的意义，不仅能反演过去的火灾环境，还能对未来的灾害后产生的影响进行评估。比如：在 K-T 大灭绝事件发生时期发现了在全球广泛分布的黑碳层，对其形态参数研究发现碳颗粒的形态与核冬天后产生的颗粒物质的分布与大小相似，而此时地质记录中黑碳层的产生被认为是当时陨石撞击引发的野火导致，陨石撞击后，黑碳气溶胶在全球的大范围分布类似核战争后的核冬天的环境，比如：大气层内的黑碳气溶胶对太阳能的传递产生阻碍，吸收大部分可见光使得气温骤降，植物的光合作用减小，而这些环境效应可能发生于未来人为的或自然的灾害中（Wolbach, 1985）。此外，地质历史时期野火的变化规律能给当今野火增加的趋势提供相关天文学解释。比如：前人通过对中侏罗世的野火记录研究发现在以 405 kyr 的野火循环周期下，高频的野火活动对应着高偏心率（Zhang et al., 2023c），而在当今偏心率减小的情况下，野火活动的增加很大一部分原因是由于人为造成。

万方数据

炭屑作为野火发生的最直接证据，能给古野火的发生提供很多信息。其含量的多少能反映野火强度的强弱；对炭屑反射率的统计能反映野火发生的温度，确定野火类型；对炭屑的解剖学研究能够提供植被的分类学信息；对炭屑含量在某一沉积序列中的变化的研究能为陆地生态系统和气候的变化趋势提供佐证（蔡垚峰, 2019）。炭屑还能为地球化学模型的建立与校准提供证据。如在中生代广泛的野火证据与 Berner（2006）对该时期较低的大气氧含量预测不符，因此模型的准确性还需要进一步通过野火发生的证据进行验证。此外，炭屑记录还是指示气候变化的重要指标。相关研究在重建气候变化下的干旱-半干旱地区的古野火事件时，对比孢粉记录和炭屑记录发现大炭屑记录的波动出现在干旱的信号前，而孢粉记录并没有明显变化，并且大炭屑记录的峰值一般出现在气候过渡期，特别是从湿润转变为干旱的时期，在达到峰值后孢粉记录才会有短时期的下降，因此研究者认为在干旱-半干旱地区，野火活动的炭屑记录对环境的响应比反映植被变化的孢粉记录更加敏感，因此炭屑记录是指示干旱-半干旱地区环境演变的有效指标（Shi et al., 2020）。

木炭本身的特点决定了在研究古环境、古气候、古生态、植被以及人类活动中的不可替代性。首先，木炭的内部结构形态与组成随燃烧的温度变化而变化，纤维素是所有植物细胞的基本组成部分，占木质组织细胞壁的 70%，在 <250 °C 相对稳定，>325 °C 开始分解；相比之下，占木质组织细胞壁 30%的木质素（lignin）比纤维素更加稳定，耐热解，往往能以炭的形式（char product）得以保留（Pyne et al., 1996）。当温度达到 280 °C 以上，一氧化碳和甲烷的释放能够进一步使得植物高温分解，而植物的细胞壁均质化（homogenization of the cell wall）的温度为 300-325 °C，超过 300 °C，植物的高温分解会导致植物的细胞壁、胞间层、初生壁与次生壁的形态特征消失（Scott, 2010）。通过扫描电镜观察丝炭还可以判断燃料的腐化程度，如若观察的丝质体保存着完整的细胞结构，说明植物在腐烂之前就已经炭化（Glasspool, 2000）。

万方数据

早在 20 世纪 70 和 80 年代就有对木炭和惰质组的反射率的研究（Guo et al., 1998）。惰质组的反射率与形成温度相关（Scott et al., 2007），反射率随温度增加而增加，随时间增加逐渐趋于稳定，因此根据惰质组的反射率能够反演古火灾的燃烧温度，推断燃烧类型（Guo et al., 1998; Petersen et al., 2012; 王岩等, 2016）。碳化实验表明，提高温度会增加烧焦植物组织的反射率值（Scott, 1989; Scott, 2000），而煤中惰质组等同于野火产生的木炭（Scott, 1989; Jones et al., 1991），因此木炭和惰质组的反射率都能够估计野火发生期间的燃烧温度。燃烧温度可以根据平均惰质组反射率进行计算。惰质组反射率与温度的关系为：T=184.10 + 117.76×%Ro（r^2=0.91），其中 T 为燃烧温度，%Ro 为所测得惰质组反射率（Jones, 1997; Petersen et al., 2012）。通常而言，惰质组反射率为 2%对应的燃烧温度为 400 °C，在温度<400 °C 时不管加热时间长短如何，反射率不会超过 2%；5%对应不少于 600 °C 的燃烧温度；6%则对应燃烧温度不少于 850 °C（Rimmer et al., 2015）。

化石木炭的存在与陆地上的维管束植物的出现和大气氧水平紧密相关（Scott, 2000; Scott, 2009; Glasspool et al., 2006）；其记录了氧气波动水平与火灾之间的关系（Glasspool et al., 2015），是重建地质历史时期大气氧气水平的绝佳材料（Lenton, 2013），地质历史中的野火事件只能在燃料和大气氧含量都充足的条件下才能在化石记录中保存下来（Rimmer et al., 2015），因此地层中木炭的出现被认为是能够确定大气氧含量最低值的证据，木炭的丰度变化可以用来作为大气氧气水平变化的指标（Jones et al., 1991; Wildman et al., 2004; Glasspool et al., 2010; Belcher et al., 2010b; Glasspool et al., 2015）。

早期学者认为，大气中含氧水平不少于 7%（0.3 PAL）才能支持野火的燃烧，因此认为第一次炭屑的出现标志着大气含氧水平高于 0.3 PAL（Cope et al., 1980），而之后的实验研究普遍认为木炭的出现代表至少大气含有 16%-17%的氧气，因为当氧气含量低于 17%时，木材、泥炭地和其他植物都不会持续燃烧（Belcher et al., 2008）。从晚泥盆世 370 Ma 左右至今，除了早三叠纪（250 Ma-

万方数据

240 Ma）可能出现间断，几乎都能在沉积岩石中发现连续的化石木炭记录，这表明在过去 3.7 亿年的大部分时间里，氧气浓度都超过了 16%-17%（Scott, 2000; Scott et al., 2006; Belcher et al., 2010b; Lenton, 2013）。对 3.5 亿年至今的大气氧含量评估模型也表明氧气含量不低于 17%（Lenton, 2013），并且从未超过 30%；在气候干燥的时期，其上限可能接近于 25%（Watson, 1978; Lenton et al., 2000）。

由于地球历史时期惰质组与大气氧浓度密切相关，研究者根据不同地质时期煤中惰质组含量的数据库建立了长时期的大气含氧量曲线（Glasspool et al., 2010, 2015），根据木炭可以重建当时大气的氧浓度，如：Xu 等（2022）将阿尔布阶早期大洋缺氧事件（OAE 1b）时期泥岩中的惰质组含量和大气氧浓度相关联，基于前人对早阿尔布阶的模型（Glasspool et al., 2015）发现所有泥岩样品中惰质组的平均含量为 24.6%，对应大气氧浓度水平为 25%，超过了维持燃烧的氧气最低水平 18.5%，这与相关研究在中国东北阿尔布阶通过煤中惰质组含量估算的大气氧含量 25.3%十分相近（Wang et al., 2019）。此外，相关研究通过模型预测的早二叠纪 2.8-2.85 亿年间氧气含量最高为 30%-35%，和惰质组含量丰度最大出现的时间一致（Glasspool et al., 2015）。还有研究对晚白垩世阿尔布阶的全球氧气水平进行的模拟实验得出其最高值可达 29%，这远远高出如今 21%的大气氧含量（Glasspool et al., 2010），对晚白垩世早期赛诺曼阶 95 Ma 的氧含量估值可达到 22%，而之后的研究进一步发现沉积物如泥岩中含有干酪根中的惰质组的含量也能给出相似结果，验证了模型的可靠性（Liu et al., 2020）。

1.5 白垩纪野火的研究概述

白垩纪是一个温室气候显著，火灾高发时期（Brown et al., 2012），在全球都有广泛的古火灾记录（Martill et al., 2012; Falcon-Lang et al., 2012; Zhang et al., 2014; Mays et al., 2017; Wang et al., 2019; El Atfy et al., 2019; Synnott et al., 2021），丰富的白垩纪野火记录最早始于瓦兰今期（Batten, 1974），最新研究对白垩纪的野火事件进行总结发现共 271 起野火事件中，199 起发生在北纬 30-60°N，72

万方数据

起分布在南半球（Lü et al., 2024）。早白垩世高温、季节性干燥和高大气含氧量等气候条件构成了该时期发生高频率火灾的适宜条件（Bond et al., 2010）。雷电活动会随着空气温度升高而增加（Price et al., 1994），尤其在白垩纪的高温气候条件下，雷电活动的频率可能类似或者远远高于现在（Bond et al., 2010），并且可能会在更高的纬度上发生（Bond et al., 2010）。有研究通过模型分别模拟火反馈条件如何影响火灾抑制率（fire suppression ratio——表示在没有火灾的情况下，陆地初级生产力可能的增长比例，该比率代表了生物圈对火灾的脆弱性）、陆地有机碳埋藏以及大气氧含量，结果表明火反馈使得火灾抑制率上升，陆地有机碳埋藏以及大气氧含量下降，表明白垩纪的陆地生物圈对火灾的敏感性相对较高（Belcher et al., 2021）。此外，对树轮和黏土矿物的研究表明，在白垩纪存在大范围的季节性干旱，直接导致野火的发生（Finkelstein et al., 2005）。一些模型表明，大气氧含量在中白垩世（~100 Ma）达到三叠纪-白垩纪的峰值后开始下降，然而之后的氧气水平至少也能和现代大气氧含量相当，可能还会超过 25%（Bergman et al., 2004; Glasspool et al., 2010）。大多数生物地球化学模型对氧气进行重建和一些野火指示物的研究表明，在白垩纪~140 Ma，大气氧含量不低于 24%（Bergman et al., 2004; Berner, 2009; Glasspool et al., 2010; Mills et al., 2016），这时期所发表的化石木炭、多环芳烃、煤中惰质组的野火相关指示物记录表明该时期野火频率增加（Belcher et al., 2008）。从中白垩世开始，气候条件尤其适宜火灾的发生（Bond et al., 2010）。同时，被子植物开始扩张，生态重要性在世界范围内迅速上升，而早期杂草型被子植物高生产力的特点为火灾提供了燃料的快速积累，使得火灾周期在此时期的气候条件下大大缩短（Bond et al., 2010）。研究者推测早期被子植物较低的叶片单位面积质量会提高燃料的干燥和可燃程度，从而增加了白垩纪火灾的频率（Bond et al., 2010）。此外，对白垩纪的被子植物的研究表明被子植物森林的扩张与 O_2 水平的变化有着紧密的联系。Belcher 等（2021）认为，太高的氧气浓度反而不利于封闭冠层被子植物的发展，以封闭冠层被子植物为代表的热带雨林的形成强烈

万方数据

依赖于早期被子植物的火反馈，直至火灾反馈作用将 O_2 浓度降至 25%才得以出现。

在白垩纪，已有众多木炭证据证明该时期火灾的燃料包含被子植物（Scott, 2000），大多数白垩纪被子植物花化石主要集中在北半球的中到高纬度地区，时间跨度从早白垩世（130 Ma-115 Ma）（Friis et al., 2000）到晚白垩世的马斯特里赫特阶（Friis et al., 2006）。比较著名的例子有 Friis 等（1981）首次在瑞典南部发现的晚白垩世立体炭化花朵、果实等被子植物器官，这也进一步揭示了野火和植被演化的关系。炭化的花朵化石尺寸通常只有几毫米，研究者将其归为 mesofossils——中等大小的化石，其不同于宏化石（megafossils，如较大的植物结构——叶片，枝干和根茎等）和微化石（microfossils，如花粉和孢子）（Bond et al., 2010）。此外，人们在早白垩世地层中还发现了特有的含有生殖结构的化石组合（Benton et al., 2022）。在这一时期以蕨类植物为燃料的野火随着植物演化也逐渐发展为已被子植物为主的火灾。比如位于英国南部的早白垩世 Wealden 植物群主要由蕨类植物和班氏蕨类植物（Bennettitales）构成，以其二者为燃料的火灾经常发生，班氏蕨类植物的生殖结构十分特殊，该结构在火灾发生时能够保护种子，在火灾后能释放种子（Harris, 1981）。而随后位于葡萄牙和北美的地层（130 Ma-115 Ma）中产出了丰富且大量炭化的被子植物花朵和非被子植物烧焦的组织（如苔藓、蕨类植物、裸子植物等）。

在辽西早白垩世热河群地层中也产出了许多植物化石组合，包含了高多样性的裸子植物和早期的被子植物（Xu et al., 2020a）。宏体化石记录中最早的被子植物产自义县组（Friis et al., 2010）。义县组地层中产出的最古老的“古果科”化石被认为是最早的被子植物（Sun et al., 2002），包括辽宁古果（*Archaefructus liaoningensis*）（Sun et al., 1998）、中华古果（*Archaefructus sinensis*）、十字里海果（*Hyrcantha decussata*）（Dilcher et al., 2007）。2011 年孙革等在辽宁凌源早白垩世义县组地层中发现了迄今为止最早的真双子叶被子植物化石——“李氏果”（*Leefructus*），进一步为被子植物的早期演化提供了重

万方数据

要证据（Sun et al., 2011）。2021 年，王鑫等在辽宁北票义县组发现了一株具有典型花朵的水生被子植物，被认为是目前世界上最早具有完全现代化结构的两性花——迪拉丽花（Wang et al., 2009, 2021）。除了上述被子植物化石以外，在辽西热河群地层中盛产脊椎动物化石的层位中还常伴有大的木炭碎屑（张晓林, 2012; Jiang et al., 2014; Zhou, 2014），木炭在辽西热河群地层中的广泛分布表明当时野火事件可能频繁发生。

1.6 研究内容、意义与目标

早白垩世被普遍认为是一个高氧气水平，高野火事件的时期（Glasspool et al., 2010; Brown et al., 2012），对白垩纪木炭的分布情况统计表明，从早白垩世瓦兰今期到晚白垩世，大量木炭保存于陆相沉积体系中（Brown et al., 2012）。野火活动对动植物栖息地与植被的组成结构等有重大影响，因此研究白垩纪的野火活动对白垩纪的植被组成与气候变化的重建十分重要（Brown et al., 2012）。辽西地区热河群湖相沉积地层保存了大量的带羽毛的恐龙、早期鸟类、早期哺乳动物、早期被子植物等珍稀化石（Sun et al., 1998; Gao et al., 2001; Xu et al., 2004a; Xu et al., 2004b; Barrett et al., 2007; Jiang et al., 2007; Lü et al., 2007; Gao et al., 2010; Zhang et al., 2015）。近几十年来对这些珍稀化石的研究为探讨鸟类、哺乳动物、被子植物的早期演化做出了重要贡献。详细的古生态学研究还显示当时可能发生了大规模的生物集群死亡事件（Pan et al., 2012）。相比之下，有关辽西地区早白垩世古环境重建方面的研究仍然相对薄弱，阻碍了我们对生命演化和生物集群死亡原因的深入探讨。已有的研究显示在热河生物群湖相沉积地层中保存有许多植物不完全燃烧后的化石木炭、丝炭和陆生脊椎动物的炭化证据（张晓林, 2012; Pu et al., 2013; Zhou, 2014; Jiang et al., 2014; 王秀芹等, 2015），表明早白垩世辽西地区野火事件可能频繁发生。因此，我们不得不怀疑这些野火事件与生物集群死亡相互的关联性，这使得对热河群湖相沉积地层中保存的化石木炭研究显得尤为重要。然而，目前对热河群地层化石木炭的系统性研究

万方数据

仍然很少（Zhou, 2014），形成这些木炭的野火特征如何，这些野火是否与热河生物群生物集群死亡、生命演化相关也很不清楚。因此，本文以辽西地区义县组地层中保存的化石木炭为研究材料，对炭屑自动识别方法进行改进与应用，并基于此方法对辽西地区早白垩世的野火事件进行研究，进而讨论气候变化-野火-生物之间的相互作用，不仅反映气候变化对火灾活动的相互影响，还能进一步体现火灾活动对生物产生的作用，为地质历史时期中在特殊环境下的野火研究提供新视角。

1.7 工作量

基于森林大火对全球气候变化与人类活动所造成的影响与对古野火最新的研究进展所存在的问题，本文选取辽西四合屯早白垩世义县组的湖泊沉积地层中的炭屑作为主要研究对象，主要工作内容为：1）基于本研究样品特性并对以往炭屑前处理方法进行整理，通过多次实验得出本研究的炭屑提取前处理步骤；2）对炭屑的自动识别方法进行研究，通过 Image J 软件在前人研究基础上根据本样品整理出一套效率高、可行的自动统计炭屑的方法；3）对人工计数方法和自动识别计数方法进行对比，验证自动识别计数的可用性；4）对炭屑进行分级计数与统计，对野火事件的特征和规模进行分析，并通过研究整体剖面的炭屑丰度，将其与热河生物群珍稀化石层所在层位进行对比，探讨野火与生物集群死亡、辐射演化的关系，并分析早白垩野火的发生与温室气候条件下气候变化之间的耦合关系。

万方数据

第 2 章 材料与方法

2.1 研究区域概况

2.1.1 地质背景

白垩纪是一个典型的温室气候时期，拥有较高的大气 CO_2 浓度和海平面，在多次海洋缺氧条件扩张下（大洋缺氧事件）形成多期全球分布的黑色页岩（Schlanger et al., 1976）。大气 CO_2 浓度在整个白垩纪也有很大的变化，CO_2 的浓度在早白垩世较低，中白垩世（阿普特阶-土伦阶，125 Ma-89 Ma）处于相对较高的水平，到晚白垩世呈缓慢下降趋势（Wang et al., 2014）。早白垩世全球气候总体温暖，但存在多个相对寒冷的时期（Larson et al., 1999; Grocke et al., 2005）。大约在 122 Ma，太平洋的安通爪哇高原（Ontong Java Plateau）大火成岩省火山喷发使得大气中 CO_2 浓度大幅增加，全球气候也开始向温室气候转变，并且导致了 OAE 1a 大洋缺氧事件的发生，全球不同纬度和不同地貌背景下的生态系统对其也产生了不同的响应（Jahren et al., 2001; Bodin et al., 2015）。

早白垩世是地球历史上地质构造活动最为活跃的一个时期，随着盘古大陆的裂解，火山活动变的频繁，大规模火成岩省形成，海底扩张加快（Larson et al., 1999）。东亚大陆发育有相对完整的白垩纪沉积序列，其中陆相白垩系地层在中国尤其发育，中国东北地区广泛分布早白垩世巴雷姆-阿普特阶时期的湖相沉积地层（Cao, 2018）。受季风环流和古地貌的影响，中国东北地区在早白垩世时期温暖潮湿（Zhang et al., 2018）。孢粉学研究显示中国北方地区在早白垩世时期属于湿润的亚热带气候（陈丕基等, 1982）。早白垩世植物化石类群也指示中国东北地区气候环境总体上温暖湿润，蕨类植物、银杏、喜热的苏铁类植物广泛分布，孢粉化石类型也主要为喜温暖湿润的松科为主，另外在动物化石中还发现了滑翔蜥蜴（Li et al., 2007）（如今的滑翔蜥蜴只存在于热带）。植物发展繁茂、湖泊星罗棋布的气候环境为热河生物群生物的生存、发展提供了有利条件（王思恩, 1990）。然而，有些研究显示气候从早白垩中期开始变得更加

万方数据

干燥并且季节性变化更加明显（Xu et al., 2020a），出现了代表干旱环境的植物掌鳞杉科的 *Classopolis*（丁秋红等, 2003）。火山活动的影响可能是导致这一时期季节性半干旱气候的原因（丁秋红等, 2003）。辽西早白垩世盛产热河生物群化石的九佛堂组中发现由具有解剖结构的木化石记录，其生长轮清晰可见，表明当时的季节性变化明显（王秀芹等, 2015）。Fürsich 等（2007）基于孢粉学研究认为，辽西地区四合屯义县组沉积时期的气候总体为半干旱，空气流动性较小的干旱时期与潮湿性强的季节交替出现。

中国东北地区在早白垩世经历了华北克拉通的破坏（Wu et al., 2008），在此构造背景下广泛发育断陷盆地和淡水湖泊，在湖泊沉积物中保存了种类繁多的热河生物群生物化石（Zhou, 2014）。热河生物群化石主要分布在中国东北辽西地区和邻近地区（Zhou, 2014），在中国辽宁西部、河北北部、内蒙古东南部等地区的早白垩地层中都含有大量保存完好的热河生物群生物化石（Xu et al., 2020a; Zhou et al., 2021）。

万晓樵等（2013）根据生物演化的不同阶段所对应的典型地理位置，将中国早白垩世地层划分为冀北阶、热河阶和辽西阶。其中，热河阶包含早白垩世中期的义县组和九佛堂组，该时期的热河生物群生物发展繁盛，大大小小、成因多样的湖泊（包括火山口湖）的发育为热河生物群化石的埋藏和精美保存提供了重要沉积条件（Zhou, 2014）。朝阳-北票盆地位于中国辽宁省西部，是中生代侏罗系-白垩系断陷盆地，该盆地早白垩世地层自下而上被划分为义县组、九佛堂组、阜新组和孙家湾组（席党鹏等, 2019），在义县组周边出露中-上侏罗统土城子组地层（郑少林等, 2001），二者不整合接触。从盆缘至中心，义县组沉积相分布依次为冲击扇相、河流相和湖相（张立军等, 2005）。张立军等（2004）将盆地内的义县组分为四段，下面三段分别与盆地从初始坳陷、火山喷发形成洼地、湖盆的沉降与扩展相关，其中第三段沉积期对应尖山沟层沉积时期，是四合屯盆地形成与古四合屯湖的形成和发展时期，第四段中出现基性

万方数据

火山岩，标志着火山喷发后该盆地被充塞，盆地因此封闭。汪筱林等（汪筱林等, 1998）将义县组下部地层分为三段，从下至上分别为冲击相粗碎屑岩，中基性火山熔岩和滨-浅湖、半深湖-深湖相砂岩与页岩，其中第三段湖相沉积相当于尖山沟沉积夹层，反映了盆地演化到深水湖泊环境的演化过程，并且以爬行类和鸟类为典型的脊椎动物组合埋藏于该浅湖-半深湖环境中。

热河生物群的演化大致可以分为三个阶段：早期热河生物群生物组成种类较少，分布范围局限于河北北部的大北沟组和花吉营组（Jin et al., 2008; Zhou et al., 2021），演化中期在义县组范围内物种多样性迅速增加，晚期在九佛堂组生物群的地理分布范围达到最大（Chen, 1988; Zhou, 2006）。义县组记录了第一次热河群的大型生物多样化（Zhou et al., 2021），在辽西地区义县和北票一带，大量古生物化石发现于湖相沉积地层中，四合屯下部和尖山沟上部脊椎动物化石层是四合屯和周边地区义县组下部的两个典型脊椎动物化石富集层位（汪筱林等, 1998）。

2.1.2 四合屯地区义县组的地层年代

关于义县组的地层年代，近几十年来许多地质工作者通过不同方法对其绝对年龄进行限定。前人根据义县组的放射性同位素测年和生物地层学研究结果得出义县组沉积时代主要为 125.2-121.1 Ma（Smith et al., 1995; Swisher et al., 1999; 朱日祥等, 2002）；王松山等（2001）认为四合屯及周边地区义县组的年龄范围为 130 Ma-122 Ma。Chang 等（2009）对土城子组、义县组和九佛堂组中的 6 个凝灰岩样品和 2 个玄武岩样品进行高精度放射性同位素 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 测年，得到九佛堂组底部年龄为 122.1 Ma±0.3 Ma，义县组底部年龄为 129.7 Ma±0.5 Ma，由此给出了义县组沉积时代为 129.7 Ma±0.5 Ma-122.1 Ma±0.3 Ma；Chang 等（2009）用相同手段对四合屯尖山沟层湖相沉积层的顶部与底部凝灰岩进行测年，得到该时段沉积时间为 124.1 Ma±0.4 Ma-122.9 Ma±0.7 Ma。Zhang 等（2012）对辽西

万方数据

四合屯义县组的沉积纹层进行了细致的研究，结果显示泥岩和页岩的沉积速率为 0.2-0.7 mm/年，粗略估算 7.43 m 的湖相沉积大约用了 11000-37000 年。

2.1.3 热河生物群研究历史

热河生物群的研究最早开始于 1928 年，由 Amadus William Grabau 提出热河动物群（Jehol Fauna），指的是辽西地区含鱼化石的湖泊沉积的化石群落（Grabau, 1928）。硬骨鱼 *Lycoptera davidi* 是第一个被命名的脊椎动物物种（Zhou, 2014）。顾知微（1962）最早提出“热河群”与“热河生物群”（Jehol Biota）的概念。之后，*Eosestheria*（conchostracan）– *Ephemeropsis*（insect）– *Lycoptera*（fish）（EEL）湖相化石组合被作为热河生物群的典型代表（Chen, 1988）。自 20 世纪 90 年代以来，随着越来越多新化石的发现，热河生物群的区域范围不再只局限于辽西，其组成也早已不能仅凭湖相 EEL 生物组合来界定（Zhou, 2014）。

Zhou 等（2021）认为热河生物群的时空演化和区域板块构造密切相关，因为热河生物群的演化和早白垩世华北克拉通板块破裂的初始阶段和高峰期相对应，并且热河生物群在华北和东北地区的向东扩张和火山活动与裂谷盆地的东移一致。最新的化石发现和对热河生物群化石地层的同位素测年将热河生物群的时空演化分为了三个阶段（Xu et al., 2020a）：热河生物群化石最早出现在河北省北部丰宁花吉营组（滦平大北沟组），代表演化第一阶段，时间跨度为~135 Ma-127 Ma，记录了早白垩世最早的鸟类辐射演化（Zhou et al., 2021）；第二阶段为~126 Ma-124 Ma，在辽西地区主要以义县组的化石组合为代表，经历了第二次物种多样化；第三阶段为~124 Ma-120 Ma，在辽西地区发现的代表性化石组合主要保存在九佛堂组沉积地层中。辽西热河生物群第二、三阶段演化始于早白垩世中期，化石组合保存十分精美（Zhou et al., 2021）。

不同学者对热河生物群的空间分布范围持有不同的看法，周忠和等（2010）将热河生物群分为严格意义的热河生物群（Jehol Biota sensu strito）和广泛意义

万方数据

上的热河生物群（Jehol Biota sensu lato）。他认为在严格意义上，热河生物群（保存十分完整的恐龙、鸟类、哺乳动物化石）的古地理分布主要集中在中国的东北地区；然而，早期研究认为热河群的典型化石由东方叶肢介-狼鳍鱼-三尾类蜉蝣（*Eosestheria-Ephemeropsis-Lycoptera*）组成（Chen, 1988），由于这三种典型的化石不仅存在于辽西，还分布于河北北部、内蒙古南部甚至更远，因此，在广义上热河生物群生物的地理范围覆盖整个中国北部以及临近的东亚与中亚地区（Chen, 1988）。Pan 等（2013）提出将生态学和埋藏学结合起来定义热河生物群：在中国东北早白垩世火山喷发影响下被埋藏在湖泊和河流沉积物中保存十分完好的生物，该定义与严格意义上的热河生物群范围相一致。因此热河生物群空间分布在严格意义上仅限于河北北部的花吉营组、辽宁西部的义县组和内蒙古东南部的九佛堂组（Zhou, 2014），其时间跨度从巴雷姆期到阿普特期，大约持续了 10 个百万年（Swisher et al., 1999; Zhou, 2006; Chang et al., 2009）。

热河生物群的化石主要保存在两种类型的沉积岩中，一种以辽宁北票四合屯地区义县组尖山沟层为代表的夹有火山灰薄层的页岩或泥岩，另一种是由块状凝灰岩和含砾砂岩组成，通常发育在辽宁北票的陆家屯和尖山沟层中（Zhou, 2014），只有部分化石发现于陆家屯地层以及其他相关地层中的火山碎屑型沉积物中（Jiang et al., 2014），近期研究通过测年手段认为尖山沟层和陆家屯层属于同时期沉积（Chang et al., 2017）。

热河生物群的古环境研究已经取得一些进展（Wang et al., 2017）。相关同位素和古生物学研究显示在热河群地层沉积时期可能出现过寒冷的气候（Xu et al., 2020a）。例如有研究通过脊椎动物磷灰石的氧同位素测试表明，热河生物群的埋藏处于全球气候寒冷时期，推测当时辽西地区的平均气温约为 12 °C±3 °C（Amiot et al., 2011）。广泛分布的针叶树和木化石指示了气候的季节性变化，在义县组地层中出现的 Xenoxylon 木化石表明当时的气候较为凉爽（Tian et al.,

万方数据

2015）。Amiot 等（2011）人认为热河生物群脊椎动物被覆羽毛能够隔热是其在寒冷时期得以生存的一大优势，使它们能在其他爬行动物冬眠时保持持续活动，比如带羽毛的暴龙 *Yutyrannus*（Xu et al., 2012）。热河生物群生物的栖息地的气候在地理上差异较大，在高海拔地区干燥寒冷，山地昆虫的发现也表明该时期存在相对高海拔的地区（Xu et al., 2020a）。此外，在此时期发现的被子植物花粉的生态类型也具有明显的多样性，高大的乔木与细小的灌木、草本植物共存，常绿阔叶与落叶林都有出现，虽然以喜温暖湿润的松科为主，但也有一些松柏类花粉的现代类型可以生长在寒带与热带，如：假云杉粉（*Pseudopicea*）和松粉（*Pinuspollenities*）的现代类型云杉和松，因此这种植被分布的垂直分带性表明当时的地形起伏较大（王宪曾等, 2000; 丁秋红等, 2003）。最新研究通过滦平盆地大北沟组和大店子组沉积物中的孢粉植被重建发现，大店子组主要的植被组成由适应温凉气候的松柏针叶林转为适应湿热气候的蕨类植物，表明大北沟组至大店子组沉积时期的温度与湿度逐渐升高（林妙琴, 2020）。结合 135 Ma-127 Ma 期间滦平盆地的古气候指标进行评估发现，该时期生物群地理分布范围扩大，多样性增加和个体大小的下降可能与古气候由寒冷转为温暖相关，而中国北部陆地气候的变暖可能也是热河生物群生物爆发的原因之一（Qin et al., 2022）。周忠和认为，在热河生物群存在时期温度在总体上呈现温暖或是寒冷，冷期存在的数量或延续时间等仍需要进一步研究（Zhou, 2014）。

热河生物群化石的精美程度受到世界瞩目，大量精美的脊椎动物化石保存在以频繁的火山喷发为背景的湖相沉积中，显现出了其独特的埋藏特征，许多软组织和胃容物连同完整的脊椎动物骨骼被一起精美保存（Zhou, 2014），包括带有精美羽毛印痕的恐龙化石，例如中华龙鸟（*Sinosauropteryx prima*）——世界上第一只长有羽毛的恐龙（Ji et al., 1996; Chen, 1988）、孔子鸟（*Confuciusornis*）（Hou et al., 1999）、展现出似鸟类睡眠姿势的寐龙化石（Xu et al., 2004a）等。这些保存完好的化石为研究早白垩世脊椎动物演化提供大量

万方数据

罕见资料，包括带羽毛恐龙与鸟类的共同进化、早期鸟类的消化系统与繁殖行为等（Zhou, 2014）。

关于热河生物群生物的集群死亡原因目前还尚未定论。姜宝玉等（2014）对五个产热河群化石最多的区域进行化石与沉积物的分析，认为湖泊沉积物中大量、高丰富度且保存精美的陆生脊椎动物化石与火山射气岩浆喷发事件有关。此外，沉积物中普遍存在炭化的植物碎片被认为是植物被火山喷发产生的火山碎屑密度流（PDCs）高温焦化后产生的。然而，泮燕红等（2012）认为大规模生物死亡事件与火山活动无关，化石证据表明被埋藏个体往往出现在细的层状沉积物表面，因此作者认为相比火山活动，氧气水平的波动可能是更大的因素。综上所述，热河生物群生物的集群死亡原因尚无定论，还需要进一步的深入研究。

2.2 样品采集与选择

本文研究的湖相沉积层位于义县组最下层尖山沟层的下化石层，王亚琼等（Zhang et al., 2012; Wang et al., 2016）将其归为义县组安家沟层，其名称来源于与本研究剖面所在地区相近的距四合屯古生物化石馆西南 1.1 公里处的安家沟村，本研究选取的四合屯古生物化石馆剖面是安家沟层的典型剖面，以保存具有软组织的精美脊椎动物化石而闻名。安家沟层主要由泥岩、页岩和火山灰层构成，在泥岩和页岩中除了保存有大量精美的热河生物群生物大化石外，还富含以裸子植物为主、蕨类植物为辅的孢粉化石。

义县组的尖山沟沉积层属于湖相沉积，是盾状火山爆发性喷发结束后形成的洼地进一步演化而来，其中一些离洼地较近的火山产生的火山灰大量沉积入湖中，形成了尖山沟沉积层中大量的凝灰岩地层和义县组上部的火山碎屑沉积层（Jiang et al., 2014）。样品采集于中国辽宁省北票市上园镇四合屯村的四合屯古生物化石馆剖面（N: 41°35’ 20.2’’, E: 120°47’ 35.7’’），采样地层厚度 7.56 m（图 2.1）。

万方数据

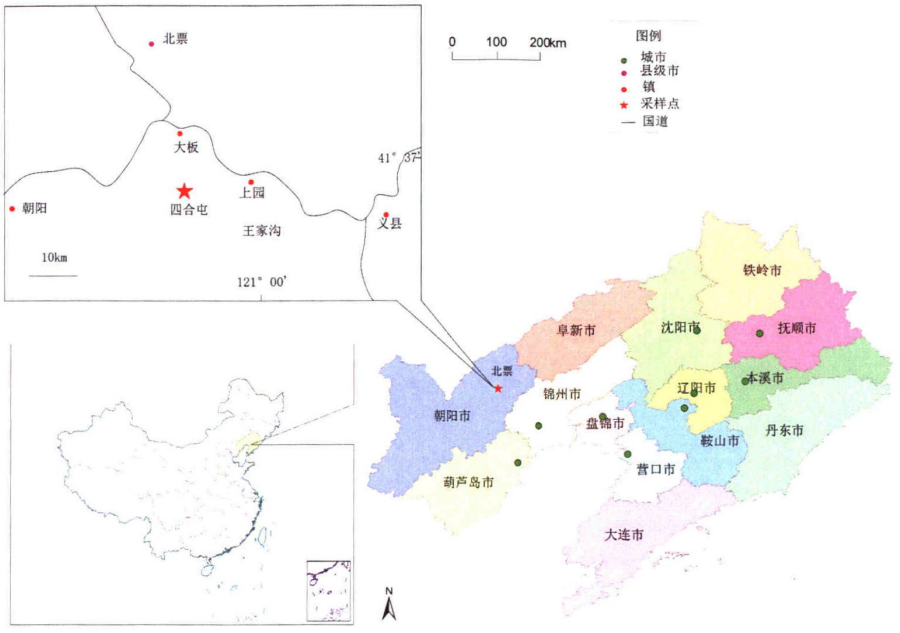

图 2.1 四合屯古生物化石馆剖面地理位置图（红色五角星标为采样点）

Fig.2.1 Geographical location map of Sihetun Paleontology and Fossil Museum. Sampling point indicated by the red five-pointed star.

本研究对采集的岩石样品进行了系统的炭屑分析，对分样后的每个样品进行了质量称量，详见表 2.1，样品主要由泥岩、页岩和火山灰层构成，整个剖面所对应的义县组尖山沟层地层划分和采样剖面岩性如图 2.2 所示，岩石样品编号随剖面自下而上为 S01-S80。

表 2.1 义县组低分辨率样品对应采样位置与测量结果

Tab.2.1 The low-resolution samples of the Yixian formation correspond to the sampling location and measurement results

岩性	样品实际编号	样品对应剖面位置（cm）	重量/g
浅灰色－灰绿色页岩	S80	756.5	1.01
浅灰色－灰绿色页岩	S79	746.5	1.04
浅灰色－灰绿色页岩	S78	736.5	1.03

万方数据

(续表 2.1)

岩性	样品实际编号	样品对应剖面位置（cm）	重量/g
浅灰色－灰绿色页岩	S77	728.0	1.01
浅灰色－灰绿色页岩	S76	716.5	1.04
浅灰色－灰绿色页岩	S75	709.3	1.00
浅灰色－灰绿色页岩	S74	702.5	1.02
浅灰色－灰绿色页岩	S73	694.9	1.04
浅灰色－灰绿色页岩	S72	687.1	1.03
浅灰色－灰绿色页岩	S71	679.0	1.03
浅灰色－灰绿色页岩	S70	671.3	1.03
黄褐色火山灰（细到中砂）	S69	665.9	1.07
浅灰色页岩	S68	653.8	1.06
浅灰色页岩	S67	642.5	1.02
浅灰色页岩	S66	630.6	1.04
浅灰色页岩	S65	621.0	1.07
浅灰色页岩	S64	615.7	1.01
浅灰色页岩	S63	607.5	1.02
浅灰色页岩	S62	596.4	1.04
浅灰色页岩	S61	581.2	1.03
灰绿色泥岩（含少量火山灰团块）	S59/60	574.2	1.02
灰绿色泥岩（密布火山灰团块）	S57/58	546.2	1.02
黄褐色－黄绿色火山灰（细到中砂）	S55/56	532.7	1.02
灰绿色泥岩（含大量火山灰团块）	S54	518.2	1.04
白色－浅黄褐色火山灰（粉到细砂）	S53	510.2	1.04
灰绿色泥岩（含大量火山灰团块）	S52	502.2	1.03
灰绿色泥岩（含大量火山灰团块）	S51	496.2	1.02
灰绿色泥岩（含大量火山灰团块）	S50	485.2	1.02
黄褐色－黄绿色火山灰（细到中砂）	S49	467.4	1.05
灰色泥岩	S48	455.2	1.02
灰色泥岩	S47	446.7	1.03
灰色泥岩	S46	436.7	1.03
灰色泥岩	S45	424.3	1.03
灰色泥岩	S44	417.4	1.04
灰色泥岩	S43-2	411.1	1.03
浅灰绿色火山灰（方解石化）	S43-1	410.1	1.03
灰色泥岩	S42	396.2	1.02
灰色泥岩	S41	388.7	1.02
灰色泥岩	S40	378.4	1.04
灰绿色泥岩	S39	366.4	1.02
浅黄绿色火山灰（方解石化）	S38	356.3	1.02
黑色到灰色泥岩	S37	347.9	1.04

万方数据

（续表 2.2）

岩性	样品实际编号	样品对应剖面位置（cm）	重量/g
浅灰绿色火山灰	S36	341.6	1.03
浅黄绿色－浅黄褐色火山灰（细到中砂）	S35	329.6	1.01
黑色泥岩	S34	321.5	1.02
灰色泥岩	S33	313.1	1.03
灰色泥岩	S32	301.9	1.04
灰色泥岩	S31	290.7	1.04
灰色泥岩	S30	279.5	1.02
灰色泥岩	S29	265.6	1.01
浅黄绿色－浅黄褐色火山灰（方解石化）	S28-2	259.9	1.01
灰绿色泥岩	S28-1	255.8	1.03
灰绿色泥岩	S27	249.2	1.02
灰绿色泥岩	S26	238.3	1.03
浅灰色－灰绿色泥岩	S25	225.0	1.05
灰绿色－浅灰色泥岩	S24	214.5	1.03
黑色泥岩	S23	200.8	1.02
黑色泥岩	S22	190.1	1.03
灰色泥岩	S21	184.1	1.04
灰白色－浅黄色火山灰	S20	176.1	1.04
黑色泥岩	S19	170.7	1.04
灰白色火山灰（方解石化）	S18-2	164.9	1.04
灰→黑色泥岩	S18-1	158.7	1.01
黑色泥岩	S17	145.0	1.03
黑色泥岩	S16	134.4	1.04
黑色泥岩	S15	125.8	1.01
黑色泥岩	S14-2	117.0	1.01
浅黄绿色火山灰	S14-1	110.8	1.03
黑色泥岩	S13	99.0	1.03
黄绿色火山灰	S12	95.1	1.03
黑色泥岩	S11	87.4	1.03
黑色泥岩	S10	79.8	1.01
黑色泥岩	S09	73.1	1.04
黑色泥岩与白色－浅黄绿色火山灰互层	S08-2	67.0	1.04
白色－浅黄绿色火山灰	S08-1	63.6	1.02
黑色泥岩（夹薄层火山灰）	S07	52.6	1.04
浅灰绿色火山灰（微量方解石化）	S06	45.2	1.04
灰色泥岩	S05	37.3	1.03
浅灰色火山灰（粉到细砂）	S04	27.1	1.03
黑色泥岩	S03	17.2	1.04
黑色泥岩	S02	11.5	1.04
黑色泥岩	S01	1.8	1.04

万方数据

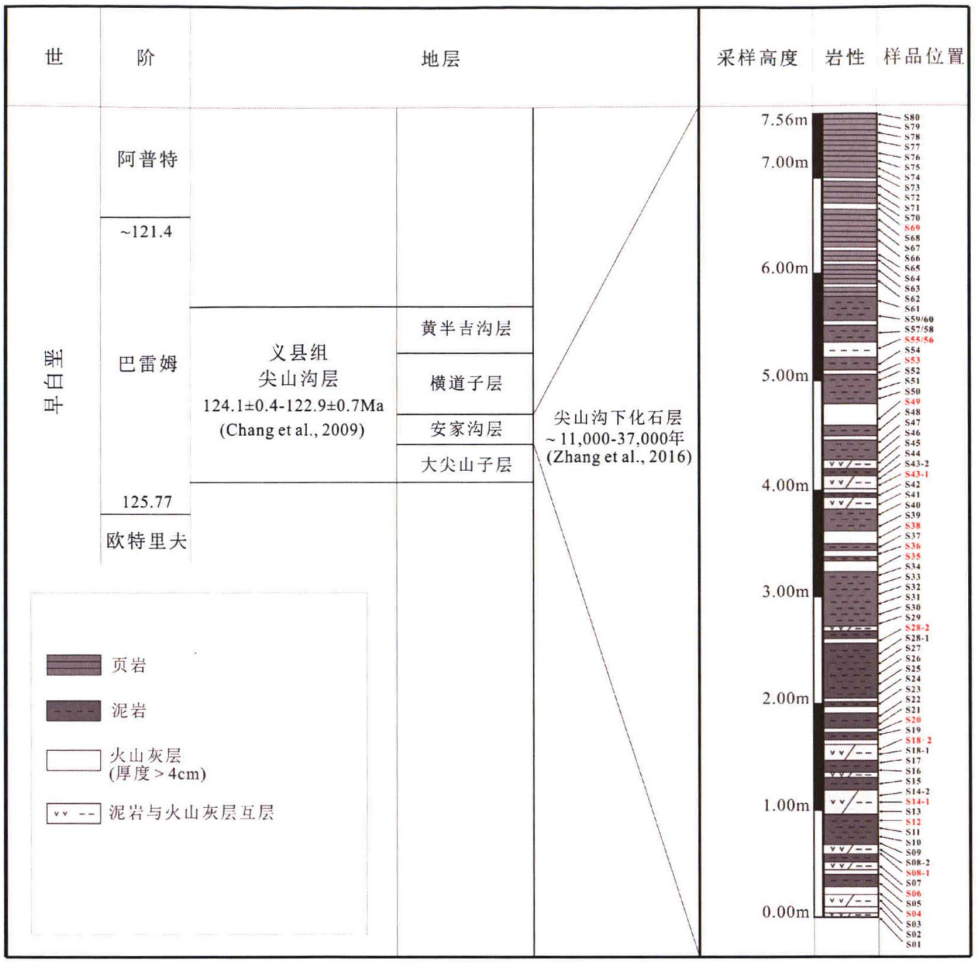

图 2.2 义县组尖山沟层地层划分和采样剖面岩性柱状图（红色字体代表火山灰样品，黑色字体代表泥岩和页岩样品）

Fig.2.2 The stratigraphic lithology histogram of Jianshangou Unit, Yixian Formation and lithologic histogram of the sampling profile. Red letters represent volcanic ash samples and black letters represent mudstone and shale samples.

2.3 实验方法

2.3.1 样品前处理方法的预实验

炭屑的前处理是基于经典孢粉制备流程和岩相薄片法改进而成，在正式的炭屑前处理之前，为了确保最终所提取包含炭屑的残留物中杂质少且炭屑形态清晰，便于人工识别与自动识别统计，本研究采取预处理方法对炭屑前处理方法进行实验，摸索并总结出一套适合于本样品的最优前处理流程。

万方数据

首先，基于未改动的孢粉提取法，我们对 82 个样品进行孢粉提取法的预实验以观察该方法对岩石样品中炭屑的提取效果。关于孢粉提取法的具体流程如下：①称取 1 g 左右样品并敲碎至绿豆粒大小，加入 15 mL 离心管并编号；②去除碳酸盐：配置 10%盐酸，每个样品加入 10 mL 盐酸；③将离心管加入烧杯，水浴加热约 30 min，将离心机设置为 3000 r/min，样品离心 3 min 后倒掉上层液体，加入纯水重新离心，重复两次；④溶解腐殖质：配置 10%氢氧化钠溶液，每个样品中加入 10 mL 该溶液，水浴加热 10 min，重复步骤③；⑤去除硅酸盐：加入 5 mL 40%氢氟酸，水浴加热 10 min，重复步骤③；⑥筛选炭屑：用 120 目和 2000 目筛子过筛，吸取 2000 目筛子上的残留物移至离心管，对残留物进行镜下观察。

在显微镜下对玻片内残留物中的炭屑观察结果表明，上述孢粉提取法对炭屑的提取效果不满足炭屑识别所需条件。通常对于湖泊沉积物中的孢粉研究而言，将有机质直接用氢氧化钠去除即可，然而由于本研究样品为岩石，对炭屑的镜下观察发现用氢氧化钠溶液去除有机质效果并不明显，腐殖质的颜色仍然较深，许多大块腐殖质包裹炭屑使得炭屑的形态特征无法在 600 倍显微镜下进行分辨。此外，由于块状岩石样品与酸的反应面积有限（不同于能够充分接触反应物的经过研磨后或土壤样品），本研究岩石样品中碳酸盐与有机质分别与盐酸和氢氧化钠溶液的不充分反应可能使得后续加入氢氟酸与样品中的硅酸盐反应后，最终残留物中包含炭屑的腐殖质呈片状且颜色较深的结果。因此，针对岩样中碳酸盐、硅酸盐与腐殖质难以去除的问题，我们对于残留物中观察到典型的腐殖质颜色较深且残留物呈片状的样品，结合其所对应的总有机碳含量与样品颜色深浅，继续对黑色泥岩 S29、浅灰色页岩 S70、灰色泥岩 S42 进行前处理方法的改进实验，分别设置实验组与对照组观察处理效果。

首先，针对如何有效去除有机质这一问题，由于氢氧化钠溶液对岩样中有机质去除不明显，基于炭屑抗氧化、耐腐蚀的特性，本论文参考 Daniau（2013）

万方数据

对海洋沉积物与 Shivanna（2017）对同为岩样的炭屑提取法采用氧化性更强的硝酸对有机质进行去除。实验表明，与用 10%氢氧化钠溶液去除腐殖质的对照组相比，用浓硝酸去除腐殖质的 S29、S70 和 S42 样品三组实验组中，腐殖质含量减少并且颜色明显变浅。此外，前人研究发现过氧化氢能够用于不稳定或较少的耐火性有机物和干酪根氧化，对腐殖质进行漂白（Wolbach et al., 1989），基于浓硝酸去除腐殖质的实验，我们针对残留物中腐殖质颜色深浅问题进一步设置在酸处理之后三种样品都用过氧化氢漂白和不用过氧化氢漂白的实验组与对照组。其中实验组进一步分为 10% H_2O_2、20% H_2O_2、30% H_2O_2 三种浓度梯度进行实验。结果表明，30% H_2O_2 进行漂白的效果对腐殖质颜色的去除效果最好。此外，本文还通过多次对比实验，验证了多次去除碳酸盐、硅酸盐相比单次去除碳酸盐、硅酸盐能够更利于岩样中碳酸盐与硅酸盐的充分反应，并且更有利于后续有机质的充分氧化与去除，便于进行炭屑的观察与统计。

2.3.2 样品的前处理

经过上述前处理的预实验过程，我们逐步确定了本研究样品的前处理方法：通过采取多次去除碳酸盐、硅酸盐，同时在去除过程中氧化有机质，并最后对有机质用双氧水进行漂白的方法，实现了炭屑观察的良好效果。

炭屑识别的前处理主要步骤流程如图 2.3，具体流程如下：①称取 1 g 左右样品，敲至绿豆粒大小，加入 50 mL 离心管并编号；②去除碳酸盐：每个样品第一次加入 10 mL 37%盐酸，水浴加热 2 h 后，4000 r/min 离心 2 min 去除上清液，该步骤需要缩短水浴时间为 1h 后继续重复 2 次；③硝酸氧化有机质：离心管中加入 5 mL 98%硝酸溶液，放在摇床内振荡 48 h 后，50 °C 低温水浴 2 h，冷却后将离心机设置为 4000 r/min，离心 2 min 后倒去上清液；④继续去除碳酸盐：加入 10 mL 37%盐酸，水浴加热 1 h 后，4000 r/min 离心 2 min 去除上清液，重复两次；⑤清洗：离心管中加入超纯水 10 mL，4000 r/min 离心 2 min 去除上清液；⑥再次氧化有机质，离心管中加入 5 mL 98%硝酸溶液，放在摇床内摇晃 24

万方数据

h 后，4000 r/min 离心 2 min 去除上清液；⑦第三轮去除碳酸盐：加入 10 mL 37%盐酸，水浴加热 2 h 后，4000 r/min 离心 2 min 去除上清液；⑧换离心管：将底部样品用纯水搅拌摇匀后分批全部转入新离心管中，防止样品在塑料离心管壁上粘连导致样品损失，转移完毕后 4000 r/min 离心 2 min 去除上清液；⑨除去钙离子：离心管中加入 10 mL 纯水，4000 r/min 离心 2 min 去除上清液；⑩去除硅酸盐：加入 10 mL 40%氢氟酸，放置在摇床内摇晃 12 h，4000 r/min 离心 2 min；⑪第四轮去除碳酸盐：加入 5mL 37%盐酸，放在摇床内摇晃 15 mins，80 °C 水浴加热 30 mins，4000 r/min 离心 2 min 去除上清液；继续加入 10 mL 37%盐酸，100 °C 水浴加热，4000 r/min 离心 2 min 去除上清液；⑫清洗：加入纯水至 25 mL，4000 r/min 离心 2 min，重复两次；⑬破碎有机质：将离心管放入超声波清洗机（超声波频率 40 KHz）清洗 15 mins；⑭双氧水氧化有机质：将残留样品从塑料离心管中转移至玻璃离心管中，并加入 5 mL 30%过氧化氢，静置 24 h；⑮低温 60 °C 加热 2 h；⑯筛选过滤：用 10 μm（1800 网目）的筛子进行分筛，将残留物吸取至离心管后，4000 r/min 离心 2 min 去除上清液，再将残留物继续转移至小型离心管（0.5 mL），按照最后样品残余量不同加入适量甘油，记下最终液体的含量。

甘油定量保存含有炭屑的残留物后，我们将剩余的残留物与甘油充分混合均匀，制作玻片并扫描。考虑到玻片厚薄程度与残留的有机质会严重影响玻片中炭屑的清晰度，玻片内有机质越少，玻片越薄，所拍摄炭屑的清晰度越高，因此经过反复试验，我们认为将甘油与炭屑混合均匀后吸取 1 滴（0.05 mL）制成 3 张玻片才能达到炭屑后续分析所需要的清晰度；制片过程中为了防止玻片内水分挥发并保证盖玻片的平整性，我们将每张玻片用指甲油封住盖玻片四周，避免扫描过程中产生模糊的炭屑图像；每张玻片进行编号便于数据统计工作，共制得玻片 211 张。

万方数据

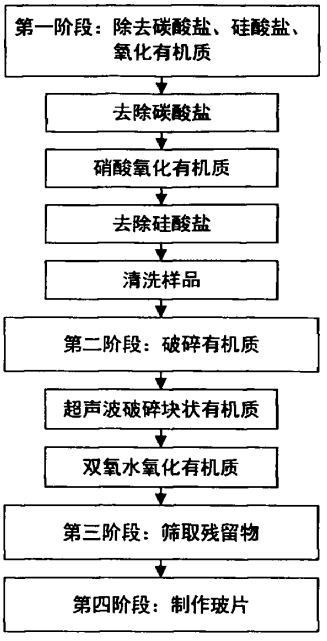

图 2.3 前处理主要步骤流程图

Fig.2.3 Flow chart of the main steps of pre-processing.

2.3.3 炭屑自动识别方法流程设计

结合已有研究的炭屑全自动识别计数方法以及本研究岩石样品的特点，本研究改进后的全自动炭屑自动识别方法包含以下几个部分内容。首先，为确保所拍摄照片的清晰度符合后续人工与自动识别炭屑的清晰度要求，我们将 211 张前处理完毕后的玻片通过 200 倍的 Zeiss Axio Scan.Z1 全自动数字玻片扫描系统和 3Dhistech Pannoramic Scan 数字玻片扫描系统进行扫描，并使用 Zen 和 CaseViewer 软件统一进行图片清晰度的检测。其次，炭屑全自动识别计数方法的程序设计主要包括以下几个部分。1. 扫描图片的切割：由于扫描后每张图片大小基本在 2-3 GB，图片的内存占用较大，Image J 软件无法一次性处理该内存范围的图片，并且考虑到图片被切割后可能会影响单个炭屑个体的完整型，因此也不宜切割尺寸太小导致过多子图片，需要采用大小合适的尺寸，使其满足

万方数据

切割后的图片既能高效被 Image J 使用，又对炭屑个体被分割的影响较小这两者的效果。2. 针对炭屑与杂质颜色特点的图片预处理：由于炭屑较突出的特点是深黑色、不透明，因此通过灰度阈值能够很好区分炭屑和其他杂质，本步骤旨在参考前人的文献中所涉及的方法（Lesven et al., 2022），在炭屑识别程序进行前增加图片中炭屑与非炭屑的对比度，从而使非炭屑物质误识别的可能性大大降低。3. 颜色图片归类：由于剖面中不同岩性所含的有机质含量不同，经过前处理后所观察到的有机质颜色能在一定程度上变浅，但仍存在差异，因此需要基于残留有机质深浅对图片进行分类，进而通过灰度阈值的范围排除有机质，识别出炭屑。4. 设定最小面积阈值：虽然残留物进过 10 μm 网目筛分得到，但仍然残留些许不能肉眼检测为炭屑的微小残留物对自动识别过程产生干扰，因此需要基于图片清晰度设定最小的面积阈值，排除微小残留物对炭屑识别的影响。5. 设定圆度阈值：由于在使用甘油制片的过程中难免有空气进入，使得玻片中产生较小气泡，而在自动识别的过程中也会因气泡边缘的灰度值符合炭屑灰度值的要求而误被识别为炭屑，因此为了消除气泡对炭屑识别的影响，我们需要设置圆度阈值区分炭屑和气泡，并且用程序在初步识别的炭屑目标（通过第 2 部分排除不同灰度杂质影响后）中剔除气泡。6. 整合数据：经过第 1 部分的处理后整张扫描后的玻片图像被切割成众多子图片，因此需要在程序中对整张玻片图像中的所有目标炭屑的数据进行整合，便于后续数据的处理工作。

2.3.4 炭屑的丰度测定

炭屑自动识别方法能够获得每个样品中炭屑的总个数（Total Count）、面积（Total Area：μm^2）、最大直径（Feret：μm）和最小直径（MiniFeret：μm）。每个样品制得玻片所用的残留物与甘油的混合体积为 V_{used}，最初混合体积为 V_{total}，通过两者的比值能够计算出每克炭屑的数量$\frac{V_{total}}{V_{used}} \times \frac{\text{Total Count}}{m_{样品}}$（CCnb：个数/g）与每克样品中炭屑所有表面的总和，称为炭屑表面浓度$\frac{V_{total}}{V_{used}} \times \frac{\text{Total Area}}{m_{样品}}$

万方数据

（CCs：$\mu m^2/g$）。CCs 能有效避免因炭屑产生和运输过程中因破碎而对结果造成的负面影响（Daniau et al., 2013）。根据自动识别程序中对每个目标值测定的最大直径（Feret）和最小直径（MiniFeret）数据能得到炭屑的长（Length：μm）、宽（width：μm）并确定每个炭屑的伸长率（L/W）。

万方数据

第 3 章 炭屑自动识别方法探究与评价

3.1 炭屑自动分析法

研究者很早就意识到湖泊沉积物中的炭屑能够重建规模不同的野火事件，为了识别当地火事件，早期研究人员通过在双目显微镜下进行计数并在已知大小的网格中进行视觉测量从而估算面积，对宏观木炭进行简单量化（Clark, 1990; Leys et al., 2013; Oris et al., 2014）。然而，这种面积估算的准确度取决于木炭颗粒的形状和观察者的偏差，因此在不同观察者的估算下，木炭的面积计算准确性难免受到一定程度影响（Lesven et al., 2022）。为了克服由观察者造成的人为偏差，提高炭屑参数的准确性，已有不少研究利用图像分析法对炭屑进行量化（MacDonald et al., 1991; Clark et al., 1996a; Earle et al., 1996; Beaufort et al., 2003; Thevenon et al., 2003; Daniau et al., 2009）。该方法是一种基于计算机图像的分析方法，其能够在 200 倍、400 倍（Doyen et al., 2013）或更高倍数 500（Daniau et al., 2009; Inoue et al., 2018）下的显微照片上完成。已有对宏观炭屑的半自动测量方法借助软件在高分辨率图片上进行人工炭屑参数的测量与统计的相关研究（Remy et al., 2017a; Remy et al., 2017b; Lestienne et al., 2019）。然而，对于许多富含炭屑的样品而言这种方法虽然提高了准确性却仍然非常耗时，并且是基于付费软件上进行开发，限制了该方法的实用性。目前通过结合开源软件、更加自动化、更节省时间与人力成本的方法慢慢被更多研究者所采用。

2004 年，一款开源的生物图像处理软件 Image J（Abràmoff et al., 2004）的出现使得炭屑分析更加高效。Image J 软件的前身 NIH Image 是首批拥有插件的科学图像处理工具之一，也是第一个拥有庞大用户基础的可自行开发图像处理软件，相比于众多需要许可证的昂贵商业图像分析软件，该软件无需付费的特性和可提供脚本编写程序的功能备受用户青睐。开发者 Rasband 为了让 NIH Image 兼容除了 Mac 以外的其他系统，将最初的 Pascal 编程语言逐渐过渡为基于 Java 的编程语言，并重命名为 Image J，其中“J”表示以 Java 为基础的编程

万方数据

语言（Schneider et al., 2012）。一直以来 Rasband 对 Image J 的开发保留了最初的许多特色。NIH Image 软件作为最初的 Image J 版本，开发于 Mac II 平台，该平台的高级显卡功能（使其软件够处理 8 位 256 灰度图像格式）以及对 Pascal 编程语言的支持（使得第三方开发者能轻松开发自己的应用程序）为 NIH Image 软件此后广泛的应用奠定基础。在此基础上，后期增加的许多特色功能让 Image J 吸引大量用户使用，如：能够读取来自开放显微镜环境的库 Bio-Formats 等多种图像类型，用于读取和解析专有图像格式；25 年来基本不变的工具栏让工作界面保持简洁的同时，又能方便用户找到所有功能；Macro 宏的开发允许用户用简单的编程语言即可自行编写脚本，以添加不同功能，还能允许记录手动执行的任何操作等；插件的开发大大增加了软件的实用性。

Image J 软件作为普遍被使用的开源软件，不仅能对炭屑能够进行植物形态学的研究，在炭屑的解剖特征及成像等方面发挥作用（de Lima et al., 2021; Blanco-Moreno et al., 2022），还能对微炭屑进行各类指标的测量统计，例如对炭屑的长度、宽度、面积和伸长率等进行自动图像分析（Inoue et al., 2018; Lebreton et al., 2019; Daniau et al., 2019; Zou et al., 2021; Lesven et al., 2022）。Stevenson 等（2005）在 2005 年第一次使用该软件进行小样本量的>125 μm 炭屑颗粒的微炭屑分析；邹亚国等（2021）用 Image J 对炭屑进行像素灰度值的设定进而对微炭屑（≤150 μm）进行识别，并将人工计数和自动计数的结果进行对比发现采用 Image J 软件进行灰度阈值识别炭屑的自动计数法的优势主要在于对较小炭屑的统计，因为较小微炭屑颗粒容易被人工计数方法忽略，而对于总体炭屑的统计而言结果差距不大，但自动统计大大提高了统计的效率。随后 Lesven 等（2022）同样采用 Image J 软件研究了大炭屑的自动计数，其通过拍摄高清晰 Z 堆叠图片结合色度滤波分析对大炭屑进行自动化检测，并且将该方法用于对加拿大东部的火灾进行重建，进一步对比自动化方法与人工视觉统计法的效果，结果表明自动化分析炭屑方法非常有效，还发现对于大炭屑而言，人

万方数据

工计数统计会高估其大小。这一种全自动方法不需要人工核实炭屑，其能够在提高效率的同时减少前人在不同方法下产生的偏差，并规范了识别流程（Lesven et al., 2022）。本文基于最新的炭屑全自动分析方法研究成果（Lesven et al., 2022），针对在 Image J 软件上展开的基于像素灰度阈值的微炭屑自动分析法（Zou et al., 2021），对自动识别过程进行改进以进一步提高其自动化的能力，即：对于每张图片的分析不需要借助人工操作软件完成统计，只需获得扫描后的图片，其他步骤基本全部交由软件进行处理。

3.2 炭屑自动识别方法的实现

基于上述对自动化炭屑识别与统计方法的介绍，我们探究了如何改进炭屑自动分析过程从而进一步节省炭屑统计方面的时间与人力成本。基于前人研究继续采用 Image J 开源软件，通过该软件中的 macro 宏插件进行代码编写，本研究完成对炭屑进行自动量化以实现炭屑统计的全自动分析。全自动分析基于高清晰度的炭屑扫描图片，由于玻片扫描与检测的周期较长，我们将所有样品玻片分别同时由 Zeiss Axio Scan.Z1 全自动数字玻片扫描系统和 3Dhistech Pannoramic Scan 数字玻片扫描系统进行扫描以节省时间，经检测，两个扫描系统的效果一致。扫描生成的图片为 2-3 GB czi 文件格式，尺寸基本为 24 mm×32 mm，图像成像精度为 0.22 μm/ pixel。扫描后照片中的炭屑形态如图 3.1 所示。

本方法的程序设计流程图如图 3.2（左）所示。所涉及到的程序主要分为两个部分（图 3.2，右），一个是切割程序，二是识别程序。对于切割程序而言，首先需要处理图片的大小与格式，保证其能被 Image J 使用，然后需要对原图格式转化为 tiff 格式（本文中原图格式为 czi）。该切割程序执行速度约 30 min/张，以 20000×20000 像素大小对原图进行切割，长或宽尺寸未达到 20000 像素的剩余部分仍然能够保留，使得整张图片被完整切割没有遗漏再对切割后产生的图片进行炭屑的识别。

万方数据

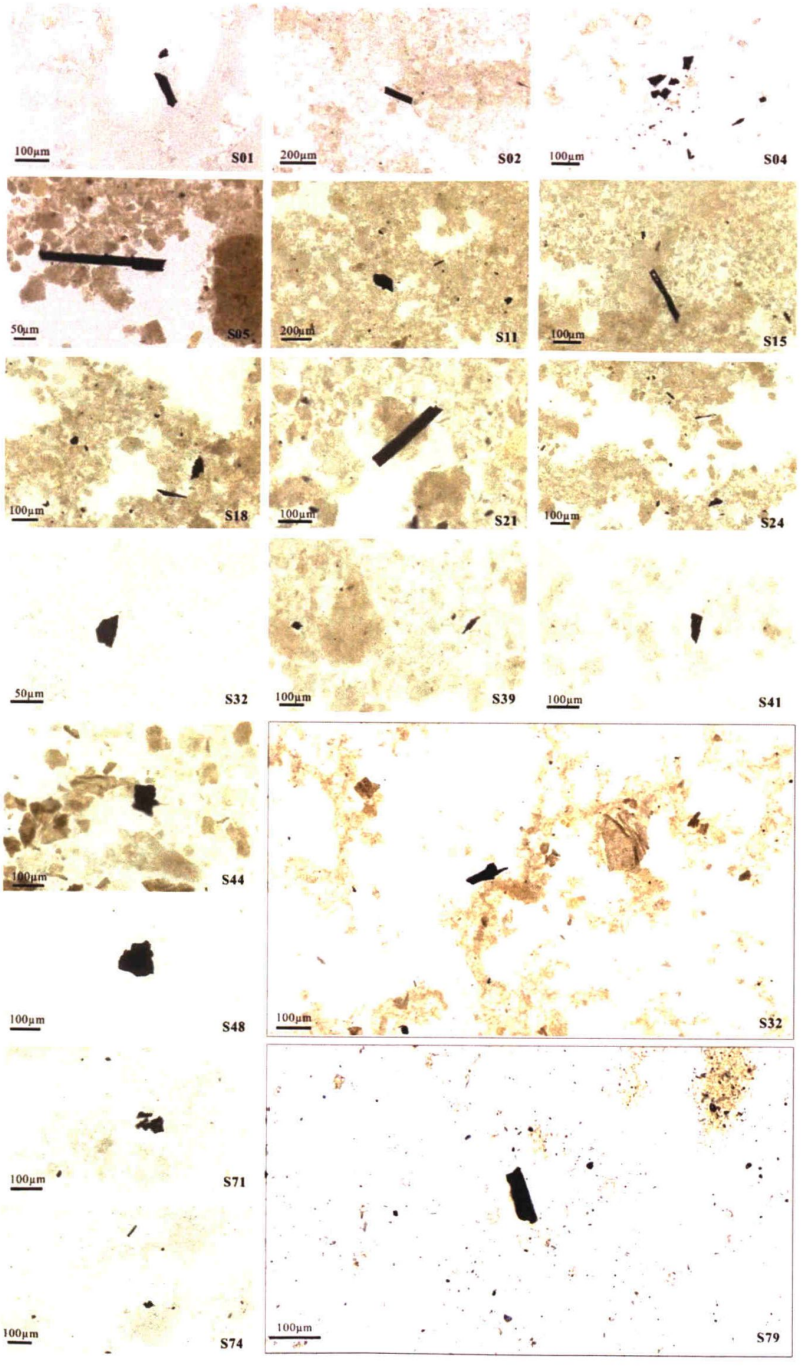

图 3.1 扫描图片中的炭屑形态图

Fig.3.1 Charcoal morphology in scanned images.

万方数据

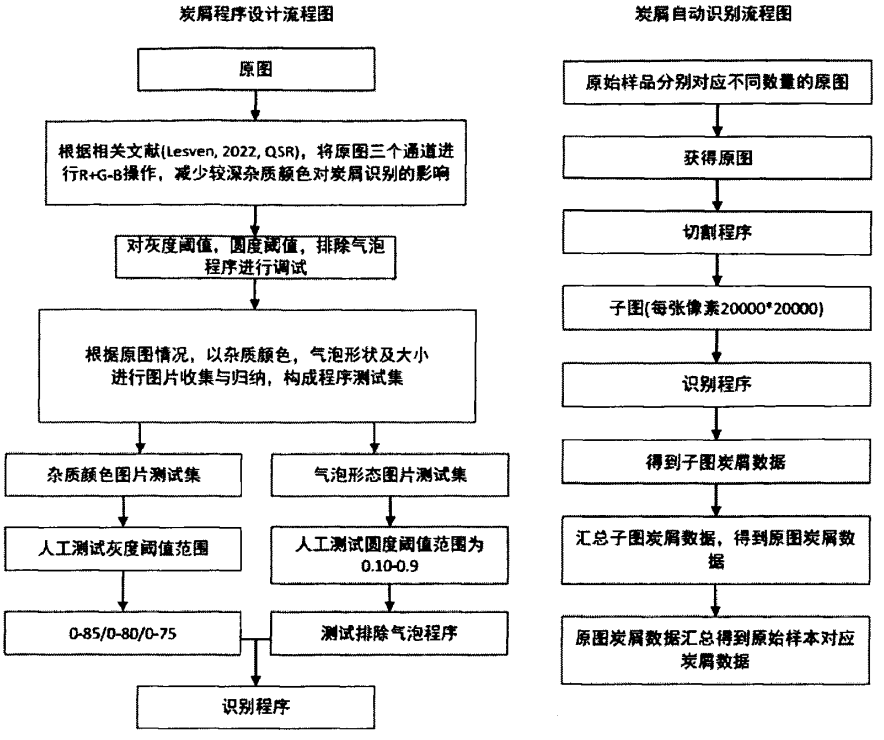

图 3.2 炭屑自动识别程序设计与自动识别流程图

Fig.3.2 Automatic identification of charcoal program design and flow chart.

在识别程序中，首先对 RGB 图片进行通道处理以达到淡化杂质的颜色并加深炭屑颜色的效果，使得目标炭屑具有较高辨识度；其次，设定灰度、圆度阈值的设置，初步筛选出大小>10 μm^2 的目标后运行气泡排除程序，达到自动剔除每张照片中的杂质和气泡的效果，最后对剩余的目标进行面积、长宽的自动识别与数据的归纳即为图片中所得炭屑的数据结果汇总。

在所编写的识别程序中，根据实验方法中对炭屑自动识别方法流程的设计，我们结合 Image J 进行实验用以确定具体的参数设置。首先考虑对扫描后的原图进行切割，经过对原图以不同尺寸大小进行切割的时间和效果测试，我们认为将每张扫描图像切割成 20000×20000 像素大小较为合适，既节省切割所需时间，

万方数据

又能不影响炭屑个体的整体性。以第 49 张扫描玻片为例，如图 3.3 是编号为 49 的整张扫描图像切割后的子图片效果展示，其中子图片的编号以行号和列号组成。为了突出炭屑与杂质在颜色特性上的差异，我们首先将 RGB 图像拆分为红、绿、蓝三个色彩通道。鉴于炭屑在这三个通道中的色彩均偏暗，特别是蓝色通道的颜色比红色和绿色通道的颜色要暗，因此，通过对这些通道进行三色通道的加减（R-G+B）能够更加显著地突出炭屑的深黑色和不透明特性。这种方法有效增强了图像中炭屑的对比度，有助于准确地识别并排除颜色较深的杂质，提升了图像分析的准确性和效率（Lesven et al., 2022）。

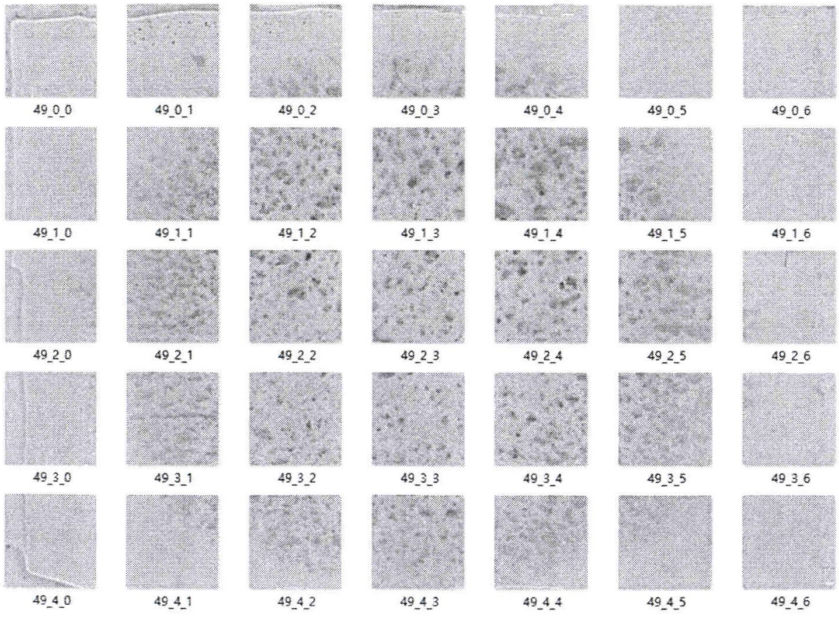

图 3.3 原图切割后所对应的子图片

Fig.3.3 The sub-images corresponding to the original image after cutting.

根据炭屑与玻片中杂质颜色特点，在对图片进行通道的加减后以增强炭屑的对比度，降低杂质的干扰后，经过对不同颜色类型玻片图像的实验，我们基于图片整体的颜色深浅对应不同的灰度阈值，从而进一步排除区间以外杂质所在的灰度阈值范围，保留炭屑目标：颜色较深玻片图像对应 0-75 灰度阈值，颜

万方数据

色中等深玻片图像对应 0-80 灰度阈值，颜色偏淡玻片图像对应 0-85 灰度阈值。对于最小面积阈值的设定，由于图像中较小的目标不仅不能用人工识别手段判断其是否为炭屑，还会对炭屑的个数统计造成偏差，因此经过对不同样品的图片中粒径较小的深色物质进行大致数量观察，本研究采取排除图像内面积<10 μm^2 的目标排除微小杂质对炭屑计数的影响。对于圆度阈值的设定，在 Image J 软件中圆度（circularity= $4\pi \times \frac{面积}{周长^2}$）表示为粒子形状接近完美圆形的程度，其范围从 0（无限延伸的多边形）到 1（完美的圆形），因此根据该定义气泡的圆度接近于 1，而炭屑形态呈碎裂状，且多为块状或呈细长条状，边缘常平直，有的为粗糙的锯齿状，经过对不同形态（包括长条形和短圆形）炭屑的圆度测定，我们将炭屑圆度范围设定在 0-0.9，以便较好地排除图片中的气泡。上述参数设定完毕后，我们将所需参数整合入识别程序中。该识别程序集合了在 Image J 中需要对单张子图片进行操作的以下所有功能：分离子图片 RGB 轨道——Image→ Stack to RGB→ Color→ Split Channels，分离图片 RGB 轨道后处理——Process→ Image Calculator→ 图片名.tif(RGB)(red)+ 图片名.tif(RGB) (green)– 图片名.tif(RGB)(Blue) → Create new window，图片格式转换与阈值调整——Image→ Type→ 8-bit; Image→ Adjust→ Threshold→ 0-75/80/85（Default B&W）灰度阈值; Process→ Binary→ Convert to Mask，图片单位设定——Analyze→ Set Scale→ Distance in pixels:1; Known distance: 0.22; Pixel aspect ratio: 1.0; unit of length: um，目标炭屑分析——Analyze→ Analyze particles→ Size(μm^2): 10-Infinity; Circularity:0.00-0.90→ Add to Manager。以上所有功能能够用于所有子图片的进行批量处理，其自动识别速度能达到平均 1 min/张，大大降低了人工统计的时间成本。图 3.4 为一张已分割好且 RGB 已进行转换的子图片在炭屑自动识别后与炭屑识别结果展示图，在炭屑识别结果图中黄色轮廓线代表所识别目标为炭屑的形态。

万方数据

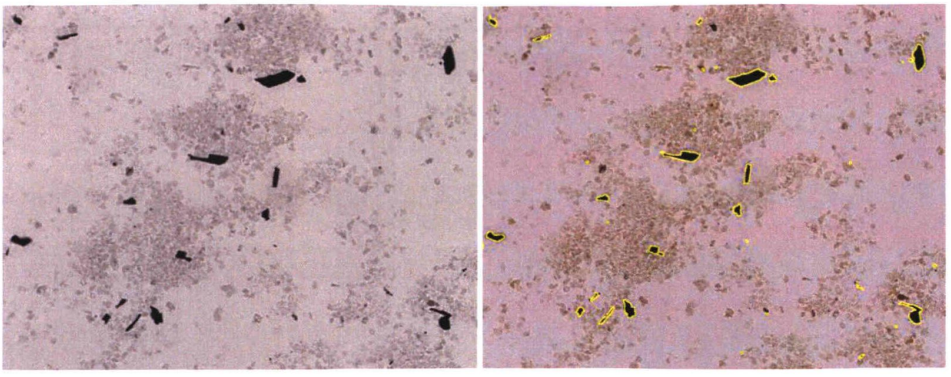

图 3.4 炭屑自动识别具体示例

Fig.3.4 example of automatic identification of charcoal program.

该炭屑全自动识别方法的优点有：采用软件进行全自动炭屑分析，调试好相关程序即可得到炭屑数据，大大节省人工计数的时间成本；使用软件为开源软件，图片识别过程中可根据具体情况改写代码，方便快捷的同时节省实验费用；较好地解决了玻片中气泡残留的问题：由于气泡的轮廓灰度阈值较大，单凭阈值容易使得气泡被误识别为炭屑，影响炭屑及识别结果的准确性，因此我们对初始满足灰度阈值的目标进行进一步筛选，对每个目标区域的外接矩形的中心阈值进行是否为 0 值的判别，若为 0 值则表明不是炭屑，进而去除气泡对结果的影响。

3.3 炭屑自动识别计数的可行性验证

由于目前对炭屑的统计方法主要通过人工计数，而对自动识别计数方法的准确性与效率的提高仍在探索中（Zou et al., 2021; Lesven et al., 2022）。为了确保对于本研究中自动识别方法能够完全替代人工计数方法，我们对炭屑的自动计数方法可行性进行了人工验证：首先我们基于所有已自动识别分析的所有图片对粒径>50 μm 的炭屑进行人工计数；其次，将自动识别结果中符合粒径>50 μm 的炭屑个数和人工识别的统计结果进行相关性分析，最终结果除了输出所有炭屑的表格数据外，还输出了基于原图基础上的炭屑轮廓图片。为了验证自动

万方数据

识别计数方法的可信度，我们分别通过两种计数方法对获取的所有图片中>50 μm 的炭屑计数并进行 Spearman 相关性进行分析（图 3.5）。观察到边缘密度图显示炭屑数量级多集中在 0 μm-100 μm 的粒径范围内，自动识别计数与人工计数之间具有高度显著的相关性（ρ=0.940, p<0.001），表明自动识别计数方法可以用来代替人工识别进行后续数据的处理。

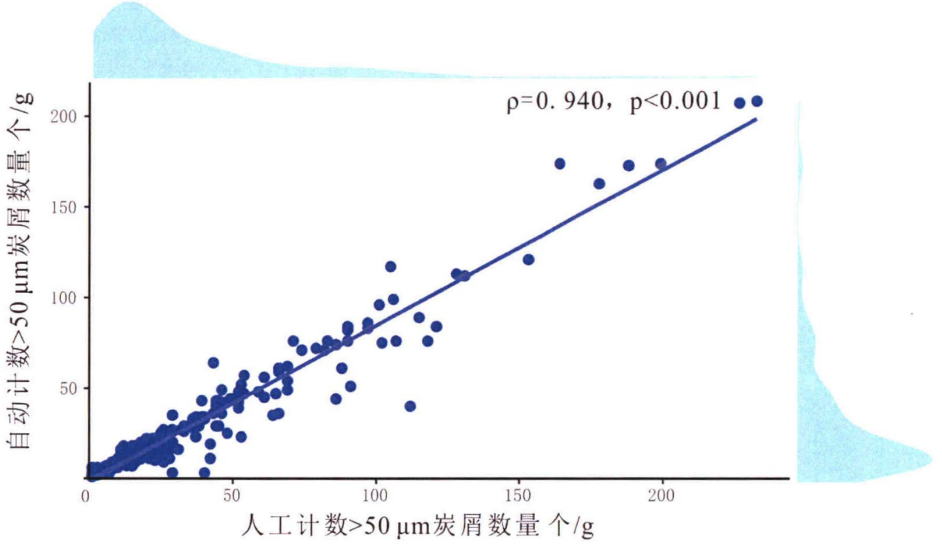

图 3.5 粒径>50 μm 炭屑的自动计数与人工计数相关性分析

Fig.3.5 Correlation analysis between automatic and manual counting of charcoals with a particle size greater than 50 micrometers.

万方数据

第 4 章 辽西热河群地区的古野火活动历史

4.1 炭屑自动识别法重建炭屑丰度变化趋势

4.1.1 剖面中炭屑含量的变化

本次共分析四合屯古生物化石馆剖面尖山沟层样品 82 个，共包括 19 个页岩样品，16 个火山灰样品，39 个泥岩样品，8 个泥岩与火山灰层互层样品。由于 CCnb 容易因炭屑产生与被搬运的过程中外力导致的破碎而增加，而 CCs 能够有效避免 CCnb 因炭屑破碎产生的过量结果，因此为了排除这一因素对剖面炭屑丰度变化的负面影响，我们将 CCnb 与 CCs 进行相关性分析（图 4.1），结果发现 CCnb 与 CCs 显著相关，证实两者都记录了炭屑浓度变化的相同趋势。

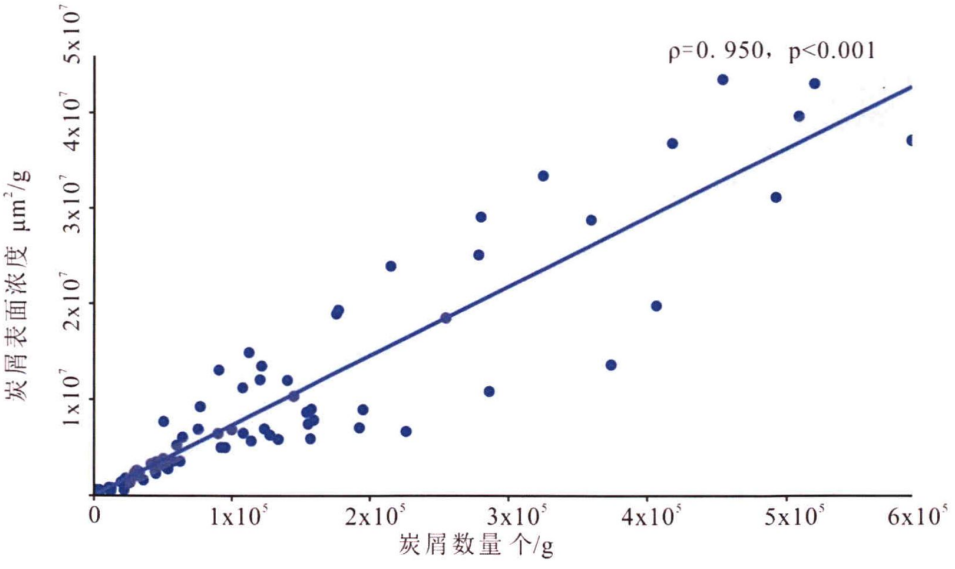

图 4.1 每克炭屑的数量（CCnb）与每克炭屑表面浓度（CCs）相关性分析

Fig.4.1 Correlation analysis between the concentration of charcoal（CCnb） and the concentration of charcoal surface（CCs）.

对比每克样品的表面浓度与每克样品的总炭屑个数的变化趋势发现，两者变化与峰值出现的层位基本一致（图 4.2）。在整个剖面中，剖面下部层位（0 cm-347.90 cm，S01-S37 样品）的炭屑表面浓度明显高于上部层位（356.30 cm-756.50 cm，S38-S80 样品），剖面下部层位中样品平均 CCs 为 14,015,658 $\mu m^2/g$，

万方数据

S34 含量最多，为 43,452,394 μm²/g；剖面上部层位中样品平均 CCs 为 4,625,278 μm²/g，S64 含量最多，为 373,939 μm²/g。图中我们可以发现炭屑无论是个数还是表面浓度都存在 7 个阶段波动：①0 m-110 cm—S01-S14-1，②110 cm-180 cm—S14-2-S20，③180 cm-260 cm—S21-S28-2，④260 cm-360 cm—S29-S38，⑤360 cm-470 cm—S39-S49，⑥470 cm-660 cm—S50-S69，⑦660 cm-756 cm—S70-S80。其中，①、②、④阶段炭屑丰度大，高峰值较多，③、⑤阶段分别只有一个大峰值伴随一个小峰值，第⑥、⑦阶段炭屑丰度小，特别是⑥阶段下半部分为整个剖面炭屑丰度最小区域。

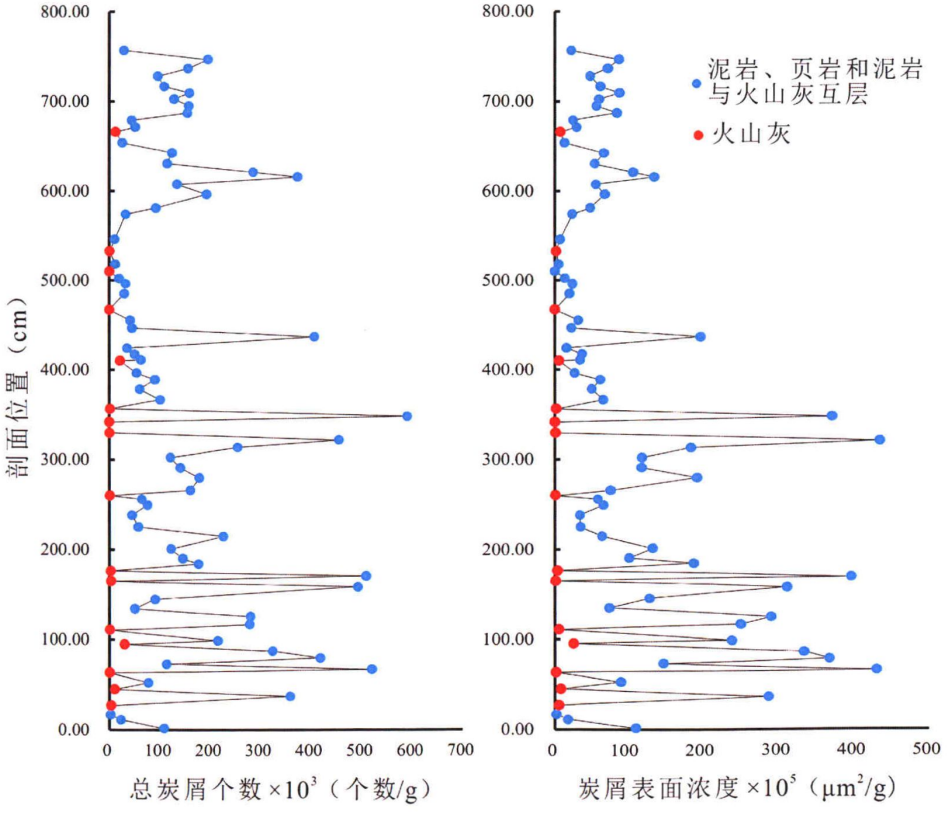

图 4.2 每克炭屑的数量（CCnb）与每克炭屑表面浓度（CCs）的变化趋势

Fig.4.2 Trend analysis of the concentration of charcoal（CCnb） and the concentration of charcoal surface（CCs）.

万方数据

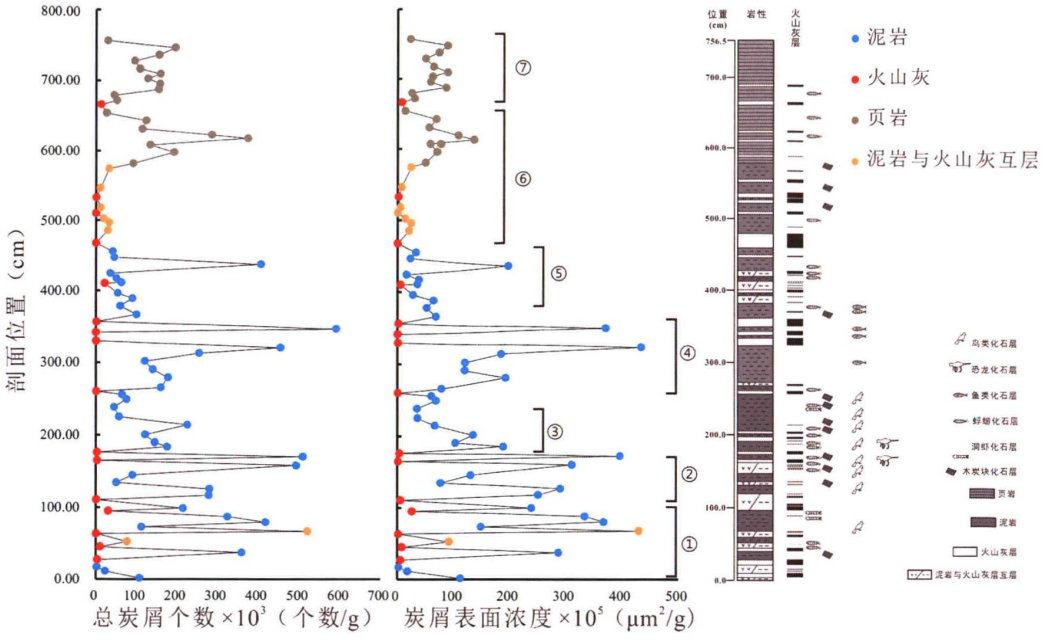

图 4.3 每克总炭屑的数量（CCnb）与每克炭屑表面浓度（CCs）与四合屯剖面化石层为对比图。鸟和恐龙化石层位依据张立军等（2004）

Fig.4.3 The number of total charcoal per gram（CCnb） and the surface concentration of charcoal per gram（CCs） compared with the fossil layer of the Sihetun profile. The stratigraphic positions of birds and dinosaurs are based on Zhang et al.（2004）.

将每个样品每克总炭屑个数与对应的层位岩性对比发现（图 4.3），处于火山灰层位的炭屑丰度最低，处于泥岩层位中的炭屑丰度最高，四种岩性样品的平均 CCnb 从低到高依次为：火山灰层样品——872 个/g，泥岩与火山灰层互层样品 91,794 个/g，页岩样品——138,379 个/g，泥岩样品——197,297 个/g。在所有 16 个只含火山灰的样品 S69、S55/56、S53、S49、S43-1、S38、S36、S35、S28-2、S20、S18-2、S14-2、S12、S08-1、S06、S04 中，所测量的 CCnb 均达到相邻层位的最低值，其中 S53 和 S49 未检测出炭屑，S55-56、S36、S35 中炭屑个数不足 1000，分别为 916 个/g、197 个/g 和 804 个/g。然而火山灰层也存在炭屑含量较高的层位——S69、S43-1、S12 和 S06 这 4 个样品都达到 10,000 个/g 以上，分别为 12,384 个/g、21,663 个/g、30,793 个/g、10,833 个/g；S43-1 样品在所

万方数据

有火山灰层样品中所含炭屑最多，剩余只含火山灰的样品所含炭屑个数水平较低在 1000-4000 个/g。泥岩与火山灰层互层的样品中的炭屑个数多在 10,000-35,000 个/g，该岩性中多数样品虽然也处于较低值，但普遍比仅含火山灰层的炭屑数量多，其中，S57/58 层位样品所含炭屑个数最低为 10,720 个/g，其次是 S54 和 S52 层位，分别为 11,947 个/g 与 19,518 个/g。泥岩与火山灰层互层样品中所含炭屑个数最多的层位为 S08-2，达到 520,019 个/g，是 S57/58 最低炭屑个数的 48 倍，在整个剖面的克炭屑个数对比中排第二；较多炭屑含量的样品还包括 S07，其对应每克样品的炭屑个数为 77,067 个，是 S57/58 最低炭屑个数的 7 倍。炭屑个数普遍较多的层位所属岩性多为泥岩和页岩，在泥岩样品中多数黑色泥岩所含炭屑比灰色或浅灰色泥岩多，其中 S37 层位是泥岩样品中也是整个剖面所含炭屑个数最多的层位，达到 589,464 个/g，而最低值在 S03 层位，每克仅含 2194 个。在页岩中，S64 样品每克所含炭屑个数最多为 373,939 个/g，炭屑个数最低的层位为 S02，其每克所含炭屑个数为 25913 个，即使在页岩中含量最低，但也高出最高的火山灰层炭屑含量。在泥岩和页岩中炭屑个数在多处阶段性炭屑丰度范围中达到峰值，比如第⑥、⑦段中页岩样品 S79、S64，第①-⑤段泥岩中样品 S46、S37、S34、S19、S18-1、S78。结合前文所述的 7 个阶段性炭屑丰度范围，在这 7 段中，炭屑表面浓度最高的层位分别是：第①段的泥岩与火山灰层互层样品 S08-2，第②段的泥岩样品 S19，第③段的泥岩样品 S23，第④段的泥岩样品 S34，第⑤段的泥岩样品 S46，第⑥段的页岩样品 S64，第⑦段的页岩样品 S75。炭屑数量浓度最高的层位与炭屑表面浓度最高的层位位置相似，不同处是数量浓度最高处在第③段是泥岩样品 S24，第④段是泥岩样品 S37，在第⑦段是页岩样品 S79。

综上所述，炭屑自动识别方法能够有效替代人工计数法，炭屑的个数浓度与表面积浓度相关性大，意味着在搬运与实验过程中炭屑破碎程度较小，不影响结果的分析。基于自动识别的结果显示，整个剖面炭屑普遍存在，在火山灰

万方数据

层中炭屑丰度较低，在泥岩页岩中炭屑丰度较高；整个剖面的炭屑丰度变化特征是剖面下部丰度远高于上部，并且在整个剖面上达到了 7 个不同程度的峰值，下层剖面的峰值也基本高于上层剖面。

4.1.2 剖面中不同粒径炭屑的分布

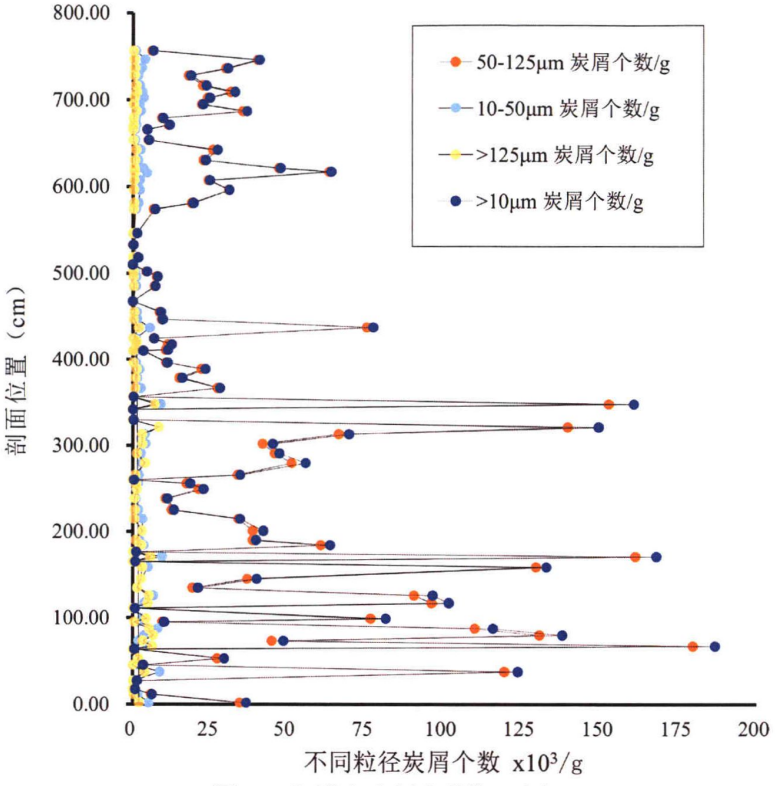

图 4.4 不同粒径炭屑个数统计分析与对比

Fig.4.3 Statistical analysis and comparison of the number of charcoals of different charcoal sizes

由于不同粒径的炭屑往往指示不同程度的野火事件，因此分别对>10 μm、微炭屑（10 μm-50 μm）、中炭屑（50 μm-125 μm）、大炭屑（>125 μm）（赵增友等, 2019）个数进行统计分析；其中，<50 μm 的炭屑指示区域火事件，可源于 20-100 km 范围的野火事件（Patterson et al., 1987; Clark, 1988），而 >50 μm 的炭屑多指示当地野火事件（李宜垠等, 2010）；更大的炭屑如>125 μm 的碳屑通常

万方数据

就近沉积，离火灾发生地点距离更近，大多源于 7 km 范围内。可以看出，在所有粒径>10 μm 炭屑中，粒径为 50 μm-125 μm 的占比最多，其次是 10 μm-50 μm 和>125 μm 粒径炭屑的个数（图 4.4）。四个粒径范围>10 μm、10 μm-50 μm、50 μm-125 μm 以及>125 μm 的炭屑的平均每克炭屑个数分别为 35,417 个/g、2387 个/g、33,822 个/g、1420 个/g。从趋势上看，四个粒径的炭屑个数在整个剖面的变化趋势基本一致，并且也与 CCs 的变化趋势一致（图 4.5）。

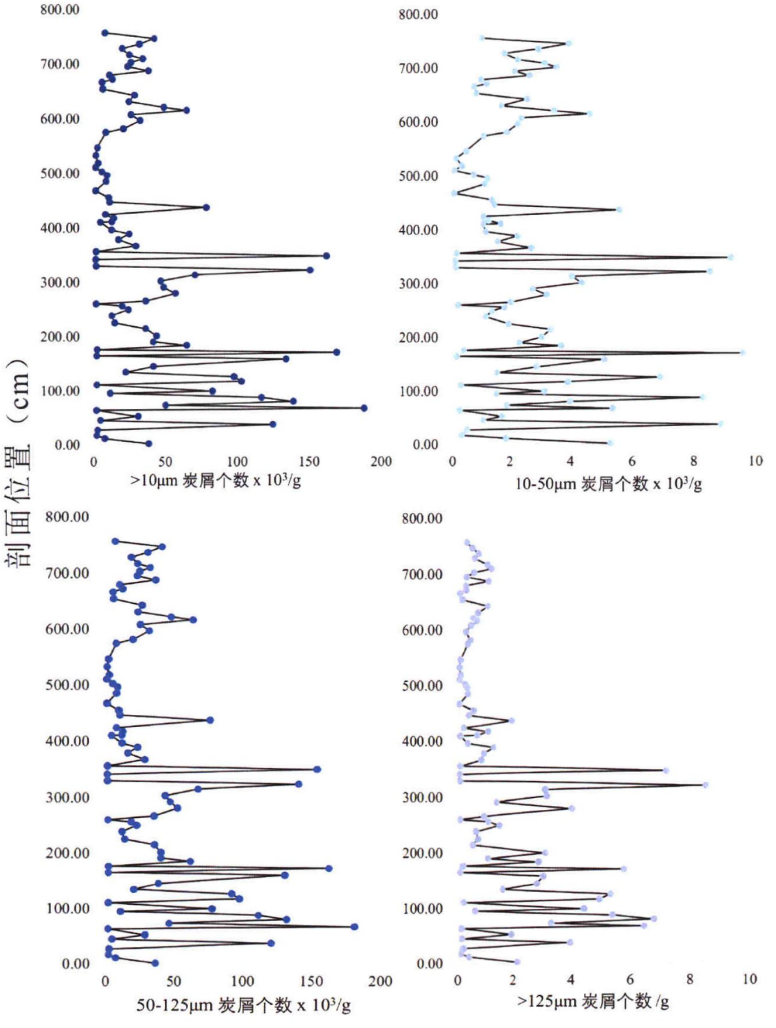

图 4.5 不同粒径炭屑个数变化趋势对比

Fig.4.4 Comparison of the trend in the number of charcoals across different charcoal sizes

万方数据

4.1.3 剖面中炭屑的伸长率

我们利用炭屑的形态特征来推断燃料特征以及不同燃料种类对剖面炭屑丰度的贡献程度（图 4.6）。伸长率的变化范围为 1.68-2.82，平均伸长率为 1.92。最新研究发现伸长率>3.5 时表示燃料来源为草本植物，<2.5 时表示来源于木本植物（Vachula et al., 2021），因此可以得出整个剖面的燃料来源主要为木本植物。

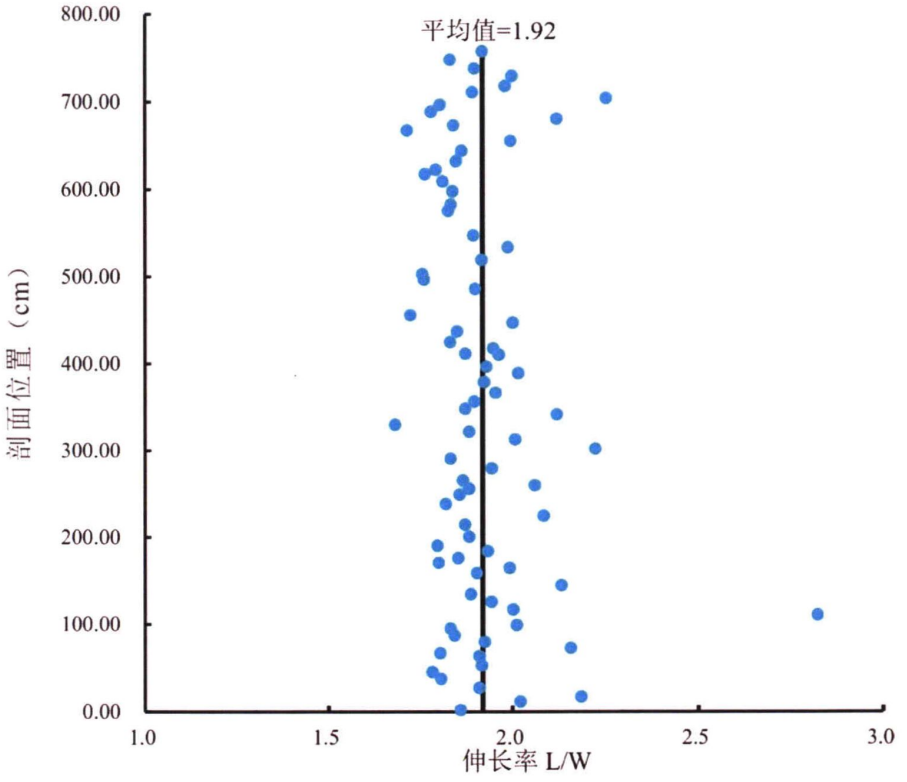

图 4.6 四合屯剖面中炭屑伸长率大小

Fig.4.5 The elongation rate of charcoal of the Sihetun profile

4.2 炭屑记录的古野火事件

4.2.1 古野火事件的重建

早白垩世四合屯湖发育期间湖盆附近地区频繁发生剧烈的火山活动，在本研究剖面保存有上百层火山灰层，由于化石木炭除了能因野火产生，还能通过火山碎屑隔绝氧气直接埋藏发生炭化的方法产生大型炭化的原木或树干（Scott,

万方数据

2010)。因此，为了重建四合屯湖湖泊沉积物记录的古野火事件与火山喷发的关系，我们对炭屑丰度与相关岩性进行了对比分析。基于不同岩性中的炭屑丰度对比发现，仅含火山灰层的样品中炭屑并不多，尤其是对于那些火山灰层较厚的层位样品 S35、S36、S38、S49，炭屑含量非常少；并且本剖面中的火山灰层多是由距四合屯湖距离较远的火山机构经喷发后长距离搬运到汇水盆地，经水流搬运进行沉积而成（张学敏, 2018），火山碎屑型沉积物较少，在火山灰层也没有发掘出较大的原木或树干等化石木炭，而宏观木炭块的出现多集中于泥岩、页岩层；与此同时，大多数炭屑丰度较大的层位也集中在泥岩、页岩层。此外，虽然在火山灰层中的化石木炭含量较少，但我们在火山灰和泥岩层互层的剖面底部 S08-2 样品中仍然可见较高数量的化石木炭，这表明当时个别的火山喷发活动虽然降落在湖泊内沉积的火山灰较少，但也还是有可能引起了较大的野火事件导致木炭随表流或层间流的形式进入四合屯湖并沉积保存。因此，我们认为四合屯湖中的炭屑记录主要是由频繁发生的森林大火造成的，火山喷发作为点火源引发的森林大火相对较少。

对于四合屯湖沉积物记录的长期野火事件而言，通过图 4.3 中对比整个剖面炭屑的丰度与大木炭所在层位，我们发现整个剖面基本上都含有炭屑，并且第 1、2、3、4、6阶段都有大木炭块的发现；因此，结合炭屑含量的对比可以得出，火灾频率发生最高的时期集中在第 1、2、4 阶段，第 3、5 阶段也多发野火事件，第 6、7 阶段发生频率相对较少，说明在四合屯湖沉积的整个过程中都有大大小小火灾事件的发生，在沉积初期到中期火灾相对频繁，后期相对较少。

基于不同粒径的炭屑个数的占比发现，50 μm-125 μm 的炭屑含量最多，指示当时的野火事件多为地方火事件，说明在四合屯湖距离不远处就经常有野火的发生；更大的炭屑（>125 μm）含量占比很少，但也能说明距四合屯湖更近处 7 km 范围内有野火发生；此外，也存在指示区域火的<50 μm 粒径的炭屑。因此，尽管占比较少，>125 μm 与 <50 μm 的炭屑都存在说明一个事实：当时野火事件

万方数据

发生较为普遍，野火区域分布也较为广泛，因为在研究剖面既发现了在火灾发生后能就近在四合屯湖沉积的较大炭屑，也发现了当时在几十甚至上百公里搬运过来的微炭屑。此外，对所有层位中不同粒径的炭屑丰度变化趋势对比发现，研究剖面的各粒径炭屑含量变化十分一致。因此，结合白垩纪广泛的野火记录，我们有理由认为在四合屯湖近万年的沉积过程记录了发生范围较广也较为频繁的野火事件，地方火和区域火事件同时存在可能表明当时的森林大火影响的区域十分广泛。

4.2.2 辽西地区早白垩世的古野火的驱动因素

通过惰质组对古大气氧浓度进行反演，研究者普遍认为早白垩世氧气浓度在 22%-27%之间（Bergman et al., 2004; Lenton, 2013; Mills et al., 2016; Baker et al., 2020），是一个高氧时期，而能够触发野火事件的氧气浓度最低只需要 17%，超过 23%火灾事件则会十分普遍（Belcher et al., 2013），超过 25%则潮湿的植被也能被引燃（Glasspool et al., 2015）。因此，在辽西四合屯湖泊沉积时期有足够的氧气来支撑广泛的野火事件的发生。野火频发的条件除了氧气之外，足够充足的燃料也是一大要素，而在本研究所处在的巴雷姆-早阿普特期，裸子植被的多样性正在逐渐升高（Benton et al., 2022），本研究中发现的裸子植物的孢粉和木炭表明当时的裸子植被较多，燃料充足。在氧气和燃料都很充足的情况下，野火活动受到古环境与气候的影响较大（Belcher et al., 2017; Baker et al., 2020）。白垩纪大气中 CO_2 浓度较高，对应本研究时期 CO_2 浓度也处于上升阶段（Foster et al., 2017），气候变暖导致大气中的上对流层的水汽含量增加，雷电的频率也相应增加，这增加了点火的概率。Belcher 等（2010a）将三叠纪-侏罗纪过渡期间火灾频率的上升归因于大气 CO_2 浓度升高导致的森林着火概率的增加。

越来越多的证据证明，野火与被子植物的发展密不可分，总体上野火能够影响被子植物的早期进化，而早期被子植物的辐射传播能影响野火体系（Bond et al., 2010; Brown et al., 2012; Belcher et al., 2017）。被子植物的出现始于晚侏罗

万方数据

世（~155 Ma）或早白垩世（<144 Ma），最早已被公认的被子植物化石追溯到早白垩世（~135 Ma）（Friis et al., 2016）。从早白垩世开始，被子植物化石群的多样性逐渐增加，但它们在大多数植被的生物量仍然较少（Crane and Lidgard, 1989; Lupia et al., 1999）；直到中白垩世塞诺曼阶（~100 Ma），被子植物的生态重要性快速增加，而裸子植物如蕨类、苔藓类和非松类植被等的生态重要性则在下降（Lupia et al., 1999; Crane and Lidgard, 1989; Wing et al., 1993）。Field 等（2005）通过早期被子植物在现代的演化支系展开研究，认为早期被子植物最初在潮湿阴暗且多扰动的环境中而不适应在干旱条件下生存，在扩张的过程中才逐渐适应其他生存环境。Tiffney（1984）认为被子植物的扩张起始于古低纬度地区，其生态重要性从低纬度地区逐渐向世界范围内扩大，化石记录表明，被子植物在中白垩世前主要是底层草本植物、灌木和较小的树木，白垩纪被子植物对高大裸子植物森林的演替与野火息息相关（Bond and Scott, 2010）。被子植物在白垩纪时期具有如下几个典型特征：植被多为灌木和草本植物，体型较小；有较高的光合作用率与较快的繁殖能力；种子形态小，类似于如今的杂草型植被，在白垩纪被子植物很大程度上推动了大规模生态系统的变化（Feild et al., 2011），相关研究强调这些特征是被子植物最终在世界范围内扩张的关键（Bond and Scott, 2010）。从 100 Ma 开始，根据被子植物更加复杂且紧密的叶脉推测出了被子植物进化出了非常强的 CO_2 吸收和蒸腾能力（Feild et al., 2011），这相对于生长较慢的裸子植物和蕨类植物具有较大的优势，并且在阴暗或干扰较强的环境中尤其明显（Feild et al., 2005），而被子植物单位面积的叶片质量是同时期生长的裸子植物的一半（Royer et al., 2010），这表明早期被子植物可能生长迅速，但叶片寿命较短，因此在旱季此种类型的叶片容易变得干燥且易燃（Belcher et al., 2021）。被子植物对环境扰动具有较高抵抗能力，其高光合作用率使得被子植物倾向于在开阔生境下生长，而相比之下，裸子植物对环境适应的能力和繁殖能力都不如早期被子植物；因此，被子植物在较高的生产力与繁

万方数据

殖力下快速积累燃料并重新生长，在白垩纪能够形成以被子植被为主要燃料的高频率火循环，在生产力较高的低纬度开阔（阳光充足）地区提供更多燃料并使得该地的裸子植物逐渐灭绝，进而被子植物得以在开阔的生境上快速扩张（Bond and Scott, 2010）。此外，被子植物在辐射演化的过程中其物理和形态特征可以改变相邻燃料的易燃性，特别是早期被子植物多为较矮小的杂草型植物；模型预测以裸子植被、林下蕨类植被以及被子植物杂草和灌木组成的多种燃料组合能够导致裸子植被树冠的燃烧加剧，有更大的机会发展为林冠火，增加裸子植被森林的火灾频率和死亡率（Belcher et al., 2017），并且相关研究认为最早的被子植物对环境具有极强的抗干扰能力，它们能在野火燃烧过的地方重新生长（Hickey et al., 1977），因此，裸子植物的燃烧与被子植物的适应能力都有助于被子植物自身的扩张（Belcher et al., 2017）。可燃性实验火灾行为数值模型共同表明，在~100 Ma 时期，被子植物中灌木和小乔木的进化增强了高强度快速蔓延火灾的发生频率（Belcher and Hudspith, 2017）。综合以上早期被子植物的演化特点与相对裸子植物的生长优势，在白垩纪野火的发生会更加普遍（Belcher et al., 2021）。在本文的研究剖面中，相关孢粉与植物化石的发现也证实了早白垩世野火的频繁发生。我们发现孢粉的主要类别为裸子植物松柏类花粉，也含有蕨类植物，木炭块主要显示裸子植物的相关木材学特征，对于现代的松柏类植物而言，其叶片呈针状，树脂含量较高，是火灾易燃的植物之一，而早期的裸子植被也具有针叶形态的特征以适应干旱环境，因此推测当时较多易燃的裸子植物作为燃料促进了野火事件的频发。对义县组的植物化石的挖掘也发现了辽宁古果、中华古果、李氏果和水生植物迪拉丽花等多种早期被子植物（Sun et al., 1998; Dilcher et al., 2007; Wang et al., 2021）。此外，我们通过对炭屑伸长率的计算得出燃料以木本植物为主而非草本，结合以上孢粉学与植被化石种类我们可以推测：在辽西四合屯湖沉积的过程中野火的主要燃料为易燃的裸子植物森林，同时伴有早期被子植物与蕨类植物的燃烧，早期被子植物的存在也促进了

万方数据

易燃的裸子植物森林火灾的频繁发生。同时，白垩纪时期被子植物多样性的变化和整个时期野火活动变化之间有很强的相关性，表明被子植物的兴起可能促进了野火的发生（Benton et al., 2022; Lü et al., 2024）。与此相似的燃料组合在欧洲威尔登相也被发现，通过该地区巴雷姆期野火事件产生的化石木炭多为蕨类植被和针叶树燃烧后留下（Harris, 1981; Collinson et al., 1999），这与本文中所发现的植被组合类似。

热河生物群时期气候的季节性变化也有利于野火的大规模发生。在中国甘肃省北山地区中口子盆地的赤金堡组（~124 Ma-120 Ma）发现的裸子植物松属的木炭中的年轮表明，在早白垩世中期有明显的季节性变化（Han et al., 2023）。基于在此地区发现的宏观木炭，Han 等（2023）认为早白垩世季节性的干燥条件和可能来源于针叶树的丰富燃料结合为这一时期野火的点燃和蔓延创造有力条件。从热河生物群爬行动物化石中用磷灰石的碳氧同位素测定当时北半球中纬度地区的平均气温在 10 °C 左右，年平均降水量约为 600 毫米/年，有利于森林环境的建立（Amiot et al., 2011, 2015），然而在早白垩世中期变得干燥且季节变化明显（Xu et al., 2020a），本研究剖面中的古植物学证据表明当时四合屯地区存在气候的季节性波动，泥岩和页岩的化学蚀变指数较低（张学敏, 2018）也反映了较为干旱的气候条件的存在，而这样的季节性交替十分有利于当时野火的发生，因为在潮湿性强的季节能够有利于燃料的储备，在干旱季燃料水分降低，增加了燃料的着火概率，从而促进了季节性火灾的发生。此外，该时期所经历的频繁火山活动也能够增加点火源的概率。在本研究中的个别火山灰层，以及火山灰层与泥岩互层样品中发现了大量炭屑，证明了火山喷发事件也可能是当时野火发生的点火源之一。综上所述，辽西四合屯地区在湖泊沉积阶段有大量裸子植被作为燃料堆积，加上当时较高的大气 O_2 与 CO_2 浓度和火山喷发事件共同促成了该时期野火事件的频繁发生。

万方数据

4.2.3 古野火事件与热河生物群的埋藏

火灾后的侵蚀很可能对白垩纪的陆地环境产生重要影响（Brown et al., 2012）。对 OAE 1b 大洋缺氧事件时期发生的野火事件研究表明，在阜新盆地中早白垩世的阜新组和沙海组发现砂岩与湖相泥岩中含有大量的木炭（Xu et al., 2022a），作者推测其原因可能是由于野火地面侵蚀作用增强导致火后的陆生植物被冲入湖泊中进行沉积，而火后陆地风化和侵蚀的加强会促使大量营养元素被输送至湖中，造成湖盆的富营养化和水体缺氧，这种湖泊的缺氧事件发生的时期恰好也与 OAE 1b 大洋缺氧事件相对应，表明了森林大火的增加会使得湖泊因富营养化而造成缺氧事件，导致有机碳的埋藏（Xu et al., 2022b）。在世界的其他地方也发现有生物埋藏伴随化石木炭的沉积记录，如在英格兰东南部的萨里郡发现有化石木炭埋藏在赋存恐龙牙齿和骨头的岩相中（Batten, 1998）；此外，加拿大的坎潘阶恐龙公园中发现含恐龙化石沉积物中也含有丰富木炭，研究人员推测是在火灾后侵蚀期间，溪流附近的动物由于洪水或大火之后的风暴造成了包括恐龙在内的食草动物的死亡与埋藏（Brown et al., 2012）。

虽然频繁的火山活动经常与热河生物群的埋藏关系密切，凝灰岩覆盖了含有丰富化石的地层为化石的保存创造良好的缺氧环境，有效地阻止动物体的腐烂，还能防止生物扰动和腐食行为（Benton et al., 2008, Zhou et al., 2003），但是 Pan 等（2012）发现除了脊椎动物的大量死亡外，水生物脊椎动物化石大多出现在细层状沉积物的表面，因此有理由怀疑生物的大规模死亡不全是火山活动导致。水生动物生存环境的快速改变能造成他们的集群死亡（Pan et al., 2019）。张坤等（2023）通过对中国西北银额盆地早白垩世巴雷姆-阿普特阶的生物群落结构演化和古环境记录发现，古气候是影响古湖泊水体条件变化和生物群落结构的重要驱动因素，在早期气候温暖湿润时期气候条件适宜，古植被丰富度和分化程度能达到最高水平，并且水体环境微咸氧利于水生生物生长；在 OAE 1a 期间，CO_2 浓度的增加使得大气温度上升湿度较低，导致了古湖泊水体中盐度的

万方数据

增加和缺氧或半缺氧环境，而气候变冷干旱会使得湖泊萎缩，水体缺氧、盐度升高和营养物质缺乏，扰乱了湖泊生态系统，生物因此大规模消失。Pan 等（2019）对德国南部晚侏罗世的索尔霍芬石灰岩中的高密度鱼类化石进行研究，将鱼群的死亡归因于热带风暴对海洋水体含氧量和盐度的扰动，认为大量的鱼类化石是鱼群是被困在低氧高盐度的水体中死亡后快速沉入海底形成的。在本研究中，我们发现大多数炭屑丰度高的层位多处于泥岩、页岩层，并且对应鸟类、恐龙等陆地脊椎动物和鱼类化石赋存的层位，同时其他研究发现在一些热河生物群的植物化石中发现大量的草莓状黄铁矿（Leng and Yang, 2003），指示水体的硫化环境，因此，我们认为频发的季节性野火事件后的侵蚀作用使得大量营养物质输入四合屯湖中，造成水体的富营养化和严重缺氧，最终导致大规模的鱼类等水生动物死亡，缺氧甚至硫化的水体环境有利于鱼类化石的精美保存。

野火也可能导致了部分陆生脊椎动物的死亡。Jiang 等（2014）对五个热河群化石地点的 14 个标本的形态学、沉积学的研究发现陆地生物从死亡到完整保存的过程主要通过火山喷发形成的火山碎屑密度流产生的高温快速炙烤使动物死亡后又裹挟尸体快速进入湖泊沉积。但与此同时，沉积物中常见烧焦的木炭和化石的骨骼表面被碳化的证据有理由怀疑当时火山喷发导致的森林大火是否对热河生物群陆地脊椎动物的死亡有一定影响。不管具体的死亡原因如何，这些脊椎动物死亡后被流水搬运入湖泊中，在缺氧甚至硫化的沉积环境中容易保存为精美的化石。

综上所述，我们认为频繁发生的火灾事件可能是导致早白垩世辽西地区湖泊水体富营养化、缺氧，陆地脊椎动物和鱼类死亡以及精美保存的重要原因。热河生物群生物的集群死亡与埋藏可能都与当时频繁发生的野火事件有一定关联。

万方数据

第 5 章 结论与展望

5.1 主要结论

本文通过对四合屯古生物化石馆剖面义县组地层含化石层位的尖山沟层湖泊沉积进行了化石木炭的分析，揭示了早白垩世巴雷姆-早阿普特期（~124.1 Ma-122.9 Ma）古野火事件与古环境、化石埋藏之间的相互联系，主要结论如下：

（1）通过对辽西四合屯湖相沉积物中的炭屑的自动识别计数法实验研究发现，自动识别计数法能有效替代人工计数法，并且大大减少时间成本。

（2）通过对辽西四合屯湖相沉积物的炭屑进行研究发现，该湖在约 1.1-3.7 万年的沉积时期中频繁发生野火事件，其点火源主要为雷电，但也可能包括由火山喷发作为点火源引发的森林大火。在四合屯湖沉积的早期和中期野火事件相对频繁，湖泊发育晚期野火事件相对较少。不同粒级木炭的同时存在表明地方火和区域火事件可能经常同期发生，野火的影响范围较广。

（3）在辽西四合屯湖沉积的过程中野火的主要燃料为易燃的裸子植物森林，同时伴有早期被子植物和蕨类植物的燃烧。野火和早期被子植物的演化可能具有密切的联系，野火促进了早期被子植物的扩张，早期被子植物的存在也促进了易燃的裸子植物森林火灾的频发。

（4）辽西四合屯地区野火频繁发生的因素既有植被的因素又有气候的影响，湖泊沉积阶段有大量裸子植被积累作为燃料，加上当时较高的大气 O_2 与 CO_2 浓度，以及频繁的火山喷发事件，共同促成了该时期普遍发生的野火事件。

（5）辽西四合屯地区记录的高频率大范围的火灾事件可能导致了部分陆地脊椎动物的死亡、湖泊水体的富营养化和缺氧扩张、鱼类等水生动物的集群死亡，与热河生物群生物的死亡、埋藏和精美保存均有一定关联。

万方数据

5.2 创新点

（1）改进了基于岩石样品的炭屑自动识别计数方法，提高了炭屑计数的准确性，并大大减少了人工炭屑计数的时间成本。

（2）基于岩石样品的炭屑自动识别计数方法，对四合屯古生物化石馆剖面义县组地层含化石层位的尖山沟层湖泊沉积物中的化石木炭进行定量研究，重建了辽西四合屯湖相沉积期间发生的火灾事件，填补了辽西热河生物群生物埋藏时期古野火事件的研究空白。

（3）通过对巴雷姆-早阿普特期（~124.1 Ma-122.9 Ma）化石木炭丰度展开的研究，证实了早白垩世是一个高野火世界，并且对比研究了不同岩性与化石木炭丰度的联系，进一步证实火山活动不是当时高频火灾发生事件的主要原因，而当时大量裸子植被积累作为燃料以及当时较高的大气 O_2 和 CO_2 浓度可能是造成火灾高频发生的主要原因。

（4）将辽西义县组地层热河生物群生物的埋藏与古野火事件的发生相联系，强调当时古野火的发生与热河生物群生物的死亡、埋藏和精美保存均有一定关联。

5.3 问题和展望

尽管本文具体研究了辽西义县组地层热河生物群生物埋藏时期的古火灾发生情况，但通过炭屑获取的古火灾及环境的相关信息仍十分有限，在未来的工作中可以加强以下几个方面的研究：

（1）对炭屑的反射率进行测定，反演当时古野火的温度与野火类型，具体研究古火灾温度对热河群死亡的影响；

（2）对样品中的惰质组含量进行测定，反演当时具体的大气氧气浓度对火灾事件的影响；

万方数据

（3）对本剖面的化石木炭进行更加细致的古植物学鉴定与分类，并进行早白垩世野火事件中燃料种类的全球对比，研究野火事件对早期被子植物的演化产生的具体影响。

万方数据

参考文献

蔡垚峰. 2019. 新疆和华南二叠纪—三叠纪之交的野火事件 [D]: 中国科学技术大学.

陈丕基, 黎文本, 陈金华, 等 1982. 中国侏罗、白垩纪化石群序列[J]. 中国科学: 化学, 12(06): 558-565.

丁秋红, 张立东, 郭胜哲, 等 2003. 辽西北票地区义县组古气候环境标志及其意义[J]. 地质通报, 22(03): 186-191.

顾知微. 1962. 中国的侏罗系和白垩系[M]. 北京：科学出版社.

韩德馨 1996. 中国煤岩学 [M]. 北京：中国矿业大学出版社.

李宜垠, 侯树芳, 赵鹏飞. 2010. 微炭屑的几种统计方法比较及其对人类活动的指示意义[J]. 第四纪研究, 30(02): 356-363.

林妙琴. 2020. 中国北方和西藏地区晚侏罗世至早白垩世孢粉植物群及其古环境意义[D]: 中国科学技术大学.

吕静, 王宇飞, 李承森. 2002. 古炭屑与古森林火[J]. 古地理学报, (02): 71-76.

谭志海, 龙艳侠, 毛龙江, 等 2017. 洞庭盆地末次冰期中晚期以来黑褐色土壤剖面野火记录及气候关联[J]. 首都师范大学学报(自然科学版), 38(04): 77-84.

万晓樵, 李罡, 黄清华, 等 2013. 中国白垩纪陆相阶的划分与对比[J]. 地层学杂志, 37(04): 457-471.

汪筱林, 王元青, 王原, 等 1998. 辽西四合屯及周边地区义县组下部地层层序与脊椎动物化石层位[J]. 古脊椎动物学报, 36(02): 81-101.

王思恩. 1990. 热河动物群的起源、演化与机制[J]. 地质学报, 64(04): 350-360.

王松山, 胡华光, 李佩贤, 等 2001. 再论辽西四合屯脊椎动物生存时代:Ar-Ar 年龄证据[J]. 岩石学报, 17(04): 663-668.

王宪曾, 任东, 王宇飞. 2000. 辽宁西部义县组被子植物花粉的首次发现[J]. 地质学报, 74(03): 265-272.

王秀芹, 田宁, 王永栋, 等 2015. 辽西义县下白垩统九佛堂组木化石的发现[J]. 世界地质, 34(04): 879-885.

王岩, 李丽琴, 张筱青. 2016. 煤中惰质组在泥炭沼泽古环境研究中的应用[J]. 地质论评, 62(02): 375-380.

王梓莎, 苗运法, 赵永涛, 等 2020a. 柴达木盆地北缘湖泊表层沉积物炭屑特征及其环境意义[J]. 中国沙漠, 40(04): 10-17.

王梓莎, 赵永涛, 苗运法, 等 2020b. 以孢粉学方法为例浅论黄土沉积物中微体炭屑的统计问题[J]. 干旱区地理, 43(03): 661-670.

万方数据

席党鹏, 万晓樵, 李国彪, 等 2019. 中国白垩纪综合地层和时间框架[J]. 中国科学:地球科学, 49(01): 257-288.

许云, 张宁, 赵存良, 等 2020. 鄂尔多斯盆地侏罗纪煤中古野火事件及其对古气候的影响[J]. 中国地质, 49(02): 643-654.

张立军, 巩恩普, 徐德亮, 等 2005. 辽宁北票四合屯盆地下白垩统义县组沉积相[J]. 古地理学报, 7(01): 70-78.

张晓林. 2012. 辽西早白垩世四合屯湖的古环境 [D]: 中国科学院南京地质古生物研究所.

张筱青, 张国权, 席书娜, 等 2016. 三叠系-侏罗系界线古火灾事件研究:方法、进展及展望[J]. 古生物学报, 55(03): 331-345.

张学敏. 2019. 辽西四合屯地区早白垩世义县组湖相沉积的元素地球化学 [D]: 中国科学技术大学.

赵增友, 石胜强, 殷建军, 等 2019. 黔西高原 MIS3-MIS2 期炭屑记录与火灾模式研究[J]. 生态学报, 39(02): 509-517.

郑少林, 张武, 丁秋红. 2001. 辽西中上侏罗统土城子组植物化石的新发现[J]. 古生物学报, (01): 67-85.

周宁, 王永栋, 田宁, 等 2013. 中生代的丝炭化石与森林火灾事件[C]. 中国古生物学会第十一次全国会员代表大会暨第 27 届学术年会论文摘要集: 133-134.

朱日祥, 潘永信, 史瑞萍, 等 2002. 辽西白垩纪火山岩古地磁测定与陆内旋转运动[J]. 科学通报, 47(17): 1335-1340.

Abatzoglou JT, Rupp DE, O'neill LW, et al. 2021. Compound Extremes Drive the Western Oregon Wildfires of September 2020[J]. Geophysical Research Letters, 48(8): e2021GL092520.

Abràmoff MD, Magalhães PJ, Ram SJ. 2004. Image processing with ImageJ[J]. Biophotonics International, 11(7): 36-42.

Ali AA, Blarquez O, Girardin MP, et al. 2012. Control of the multimillennial wildfire size in boreal North America by spring climatic conditions[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 109(51): 20966-20970.

Amiot R, Wang X, Zhou Z, et al. 2011. Oxygen isotopes of East Asian dinosaurs reveal exceptionally cold Early Cretaceous climates[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 108(13): 5179-5183.

万方数据

Amiot R, Wang X, Zhou Z, et al. 2015. Environment and ecology of East Asian dinosaurs during the Early Cretaceous inferred from stable oxygen and carbon isotopes in apatite[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 98: 358-370.

Ansmann A, Ohneiser K, Chudnovsky A, et al. 2022. Ozone depletion in the Arctic and Antarctic stratosphere induced by wildfire smoke[J]. Atmospheric Chemistry & Physics, 22: 11701-11726.

Archibald S, Lehmann CER, Gómez-Dans JL, et al. 2013. Defining pyromes and global syndromes of fire regimes[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences, 110(16): 6442-6447.

Baker SJ. 2022. Fossil evidence that increased wildfire activity occurs in tandem with periods of global warming in Earth's past[J]. Earth-Science Reviews, 224: 103871.

Baker SJ, Belcher CM, Barclay RS, et al. 2020. CO_2-induced climate forcing on the fire record during the initiation of Cretaceous oceanic anoxic event 2[J]. Geological Society of America Bulletin, 132(1-2): 321-333.

Barrett PM, Wang X-L. 2007. Basal titanosauriform (Dinosauria, Sauropoda) teeth from the Lower Cretaceous Yixian Formation of Liaoning Province, China[J]. Palaeoworld, 16(4): 265-271.

Batten DJ. 1974. Wealden palaeoecology from the distribution of plant fossils[C]. Proceedings of the Geologists' Association, 85(4): 433-458.

Batten DJ. 1998. Palaeonenvironmental implications of plant, insect and other organic-walled microfossils in the Weald Clay Formation (Lower Cretaceous) of southeast England[J]. Cretaceous Research, 19(3): 279-315.

Beaufort L, De Garidel-Thoron T, Linsley B, et al. 2003. Biomass burning and oceanic primary production estimates in the Sulu Sea area over the last 380 kyr and the East Asian monsoon dynamics[J]. Marine Geology, 201(1-3): 53-65.

Belcher C, Collinson M, Scott A. A 450-Million-Year History of Fire[M]. 2013. Fire phenomena and the Earth system: An interdisciplinary guide to fire science. New York: Wiley-Blackwell, pp. 229-249.

Belcher CM, Collinson ME, Sweet AR, et al. 2003. Fireball passes and nothing burns—The role of thermal radiation in the Cretaceous-Tertiary event: Evidence from the charcoal record of North America[J]. Geology, 31(12): 1061-1064.

万方数据

Belcher CM, Hudspith VA. 2017. Changes to Cretaceous surface fire behaviour influenced the spread of the early angiosperms[J]. New Phytol, 213(3): 1521-1532.

Belcher CM, Mander L, Rein G, et al. 2010a. Increased fire activity at the Triassic/Jurassic boundary in Greenland due to climate-driven floral change[J]. Nature Geoscience, 3(6): 426-429.

Belcher CM, Mcelwain JC. 2008. Limits for combustion in low O_2 redefine paleoatmospheric predictions for the mesozoic[J]. Science, 321(5893): 1197-1200.

Belcher CM, Mills BJW, Vitali R, et al. 2021. The rise of angiosperms strengthened fire feedbacks and improved the regulation of atmospheric oxygen[J]. Nat Commun, 12(1): 503.

Belcher CM, Yearsley JM, Hadden RM, et al. 2010b. Baseline intrinsic flammability of Earth's ecosystems estimated from paleoatmospheric oxygen over the past 350 million years[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 107(52): 22448-22453.

Bence A, Page D, Boehm P. 2007. Advances in Forensic Techniques for Petroleum Hydrocarbons. The Exxon Valdez Experience[J]. Oil Spill Environmental Forensics: 449-487.

Benicio JRW, Jasper A, Spiekermann R, et al. 2019. Recurrent palaeo-wildfires in a Cisuralian coal seam: A palaeobotanical view on high-inertinite coals from the Lower Permian of the Paraná Basin, Brazil[J]. PLoS ONE, 14(3): 1-18.

Benton MJ, Zhonghe Z, Orr PJ, et al. 2008. The remarkable fossils from the Early Cretaceous Jehol Biota of China and how they have changed our knowledge of Mesozoic life: Presidential Address, delivered 2nd May 2008[J]. Proceedings of the Geologists' Association, 119(3): 209-228.

Benton MJ, Wilf P, Sauquet H. 2022. The Angiosperm Terrestrial Revolution and the origins of modern biodiversity[J]. New Phytologist, 233(5): 2017-2035.

Bergman N, Lenton TM, Watson A. 2004. COPSE: A new model of biogeochemical cycling over Phanerozoic time[J]. American Journal of Science, 304: 397-437.

Berner RA, Beerling DJ, Dudley R, et al. 2003. Phanerozoic Atmospheric Oxygen[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 31(1): 105-134.

Berner RA. 2006. GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O_2 and CO_2[J]. Geochimica et cosmochimica Acta, 70(23): 5653-5664.

万方数据

Berner RA. 2009. Phanerozoic atmospheric oxygen: New results using the GEOCARBSULF model[J]. American Journal of Science, 309(7): 603-606.

Bodin S, Meissner P, Janssen NMM, et al. 2015. Large igneous provinces and organic carbon burial: Controls on global temperature and continental weathering during the Early Cretaceous[J]. Global and Planetary Change, 133: 238-253.

Bond WJ, Keeley JE. 2005a. Fire as a global 'herbivore': the ecology and evolution of flammable ecosystems[J]. Trends Ecol Evol, 20(7): 387-394.

Bond WJ, Scott AC. 2010. Fire and the spread of flowering plants in the Cretaceous[J]. New Phytologist, 188(4): 1137-1150.

Bond WJ, Woodward FI, Midgley GF. 2005b. The global distribution of ecosystems in a world without fire[J]. New Phytologist, 165(2): 525-538.

Bowman DMJS, Balch JK, Artaxo P, et al. 2009. Fire in the earth system[J]. Science, 324(5926): 481-484.

Brown SaE, Scott AC, Glasspool IJ, et al. 2012. Cretaceous wildfires and their impact on the Earth system[J]. Cretaceous Research, 36: 162-190.

Cao K. 2018. Cretaceous terrestrial deposits in China[J]. China Geology, 1(3): 402-414.

Chaloner W. 1989. Fossil charcoal as an indicator of palaeoatmospheric oxygen level[J]. Journal of the Geological Society, 146(1): 171-174.

Chang Huang C, Pang J, Chen SE, et al. 2006. Charcoal records of fire history in the Holocene loess–soil sequences over the southern Loess Plateau of China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 239(1): 28-44.

Chang S-C, Gao K-Q, Zhou C-F, et al. 2017. New chronostratigraphic constraints on the Yixian Formation with implications for the Jehol Biota[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 487: 399-406.

Chang S-C, Zhang H, Renne PR, et al. 2009. High-precision $^{40}Ar/^{39}Ar$ age for the Jehol Biota[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 280(1-2): 94-104.

Chen PJ. 1988. Distribution and migration of the Jehol Fauna with reference to non-marine Jurassic-Cretaceous boundary in China[J]. Acta Palaeontologica Sinica, 27: 659-683.

Clark JS. 1988. Particle Motion and the Theory of Charcoal Analysis: Source Area, Transport, Deposition, and Sampling[J]. Quaternary Research, 30(1): 67-80.

Clark JS, Cachier H, Goldammer JG, et al. 2013. Sediment records of biomass burning and global change[M]. Heidelberg: Springer Science & Business Media, pp. 1-490.

万方数据

Clark JS, Hussey TC. 1996a. Estimating the mass flux of charcoal from sedimentary records: effects of particle size, morphology, and orientation[J]. The Holocene, 6(2): 129-144.

Clark JS, Royall PD. 1996b. Local and regional sediment charcoal evidence for fire regimes in presettlement north-eastern north America[J]. Journal of Ecology, 84(3): 365-382.

Clark JS, Lynch J, Stocks BJ, et al. 1998. Relationships between charcoal particles in air and sediments in west-central Siberia[J]. The Holocene, 8(1): 19-29.

Clark JS, Patterson WA. 1997. Background and Local Charcoal in Sediments: Scales of Fire Evidence in the Paleorecord[M]. Sediment Records of Biomass Burning and Global Change. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, pp. 23-48.

Clark R. 1984. Effects on charcoal of pollen preparation procedures[J]. Pollen et spores, 26(3-4): 559-576.

Clark RL, Rl C. 1982. Point count estimation of charcoal in pollen preparations and thin sections of sediments, [J]. Pollen et Spores, 24(3-4): 523-535.

Collinson ME, Featherstone C, Cripps JA, et al. 2000. Charcoal-rich plant debris accumulations in the Lower Cretaceous of the Isle of Wight, England[J]. Acta Palaeobotanica, 2: 93-105.

Collinson ME, Steart DC, Scott AC, et al. 2007. Episodic fire, runoff and deposition at the Palaeocene–Eocene boundary[J]. Journal of the Geological Society, 164(1): 87-97.

Cope M, Chaloner W. 1985. Wildfire: an interaction of biological and physical processes[M]. Geological factors and the evolution of plants, Connecticut, Hartford: Yale University Press, pp. 257–277.

Cope MJ, Chaloner WG. 1980. Fossil charcoal as evidence of past atmospheric composition[J]. Nature, 283(5748): 647-649.

Crane PR, Lidgard S. 1989. Angiosperm Diversification and Paleolatitudinal Gradients in Cretaceous Floristic Diversity[J]. Science, 246(4930): 675-678.

Daniau A-L, Desprat S, Aleman JC, et al. 2019. Terrestrial plant microfossils in palaeoenvironmental studies, pollen, microcharcoal and phytolith. Towards a comprehensive understanding of vegetation, fire and climate changes over the past one million years[J]. Revue de Micropaléontologie, 63: 1-35.

Daniau A-L, Goñi MFS, Duprat J. 2009. Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04-2845, Bay of Biscay[J]. Quaternary Research, 71(3): 385-396.

万方数据

Daniau AL, Sanchez Goni MF, Martinez P, et al. 2013. Orbital-scale climate forcing of grassland burning in southern Africaa[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 110(13): 5069-5073.

Dickson BG, Prather JW, Xu Y, et al. 2006. Mapping the probability of large fire occurrence in northern Arizona, USA[J]. Landscape Ecology, 21(5): 747-761.

Diessel CF. 2012. Coal-bearing depositional systems[M]. New York: Springer Science & Business Media.

Diessel CFK. 2010. The stratigraphic distribution of inertinite[J]. International Journal of Coal Geology, 81(4): 251-268.

Dilcher DL, Sun G, Ji Q, et al. 2007. An early infructescence Hyrcantha decussata (comb. nov.) from the Yixian Formation in northeastern China[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 104(22): 9370-9374.

Dong L, Leung LR, Qian Y, et al. 2021. Meteorological Environments Associated With California Wildfires and Their Potential Roles in Wildfire Changes During 1984–2017[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 126(5): e2020JD033180.

Doyen E, Vannière B, Bichet V, et al. 2013. Vegetation history and landscape management from 6500 to 1500 cal. b.p. at Lac d'Antre, Gallo-Roman sanctuary of Villards d'Héria, Jura, France[J]. Vegetation History and Archaeobotany, 22(2): 83-97.

Earle CJ, Brubaker LB, Anderson PM. 1996. Charcoal in northcentral Alaskan lake sediments: relationships to fire and late-Quaternary vegetation history[J]. Review of Palaeobotany and Palynology, 92(1): 83-95.

El Atfy H, Anan T, Jasper A, et al. 2019. Repeated occurrence of palaeo-wildfires during deposition of the Bahariya Formation (early Cenomanian) of Egypt[J]. Journal of Palaeogeography, 8(1): 1-14.

Falkowski PG, Katz ME, Milligan AJ, et al. 2005. The Rise of Oxygen over the Past 205 Million Years and the Evolution of Large Placental Mammals[J]. Science, 309(5744): 2202-2204.

Feild TS, Arens NC. 2005. Form, function and environments of the early angiosperms: merging extant phylogeny and ecophysiology with fossils[J]. New Phytol, 166(2): 383-408.

Feild TS, Brodribb TJ, Iglesias A, et al. 2011. Fossil evidence for Cretaceous escalation in angiosperm leaf vein evolution[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 108(20): 8363-8366.

万方数据

Finkelstein DB, Pratt LM, Curtin TM, et al. 2005. Wildfires and seasonal aridity recorded in Late Cretaceous strata from south-eastern Arizona, USA[J]. Sedimentology, 52(3): 587-599.

Foster GL, Royer DL, Lunt DJ. 2017. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years[J]. Nature Communications, 8(1): 14845.

Friis EM, Pedersen KR, Crane PR. 2006. Cretaceous angiosperm flowers: Innovation and evolution in plant reproduction[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 232(2-4): 251-293.

Friis EM, Pedersen KR, Crane PR. 2010. Cretaceous diversification of angiosperms in the western part of the Iberian Peninsula[J]. Review of Palaeobotany and Palynology, 162(3): 341-361.

Friis EM, Raunsgaard Pedersen K, Crane PR. 2000. Reproductive Structure and Organization of Basal Angiosperms from the Early Cretaceous (Barremian or Aptian) of Western Portugal[J]. International Journal of Plant Sciences, 161(S6): S169-S182.

Friis EM, Skarby A. 1981. Structurally preserved angiosperm flowers from the Upper Cretaceous of southern Sweden[J]. Nature, 291(5815): 484-486.

Fuersich FT, Sha J, Jiang B, et al. 2007. High resolution palaeoecological and taphonomic analysis of Early Cretaceous lake biota, western Liaoning (NE-China)[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 253(3-4): 434-457.

Gao K-Q, Wang Y. 2001. Mesozoic Anurans from Liaoning Province, China, and Phylogenetic Relationships of Archaeobatrachian Anuran Clades[J]. Journal of Vertebrate Paleontology, 21(3): 460-476.

Glasspool IJ. 2000. A major fire event recorded in the mesofossils and petrology of the Late Permian, Lower Whybrow coal seam, Sydney Basin, Australia[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 164: 357-380.

Glasspool IJ, Edwards D, Axe L. 2006. Charcoal in the Early Devonian: A wildfire-derived Konservat–Lagerstätte[J]. Review of Palaeobotany and Palynology, 142(3-4): 131-136.

Glasspool IJ, Scott AC. 2010. Phanerozoic concentrations of atmospheric oxygen reconstructed from sedimentary charcoal[J]. Nature Geoscience, 3(9): 627-630.

Glasspool IJ, Scott AC. 2013. Identifying Past Fire Events[M]. Fire phenomena and the Earth system: An interdisciplinary guide to fire science. New York: Wiley-Blackwell, pp. 179-206.

万方数据

Glasspool IJ, Gastaldo RA. 2022. Silurian wildfire proxies and atmospheric oxygen[J]. Geology, 50(9): 1048-1052.

Grabau AW.1928. Stratigraphy of China[M], Peking: Geological Survey of China.

Grocke D, Price G, Robinson S, et al. 2005. The Upper Valanginian (Early Cretaceous) positive carbon–isotope event recorded in terrestrial plants[J]. Earth and Planetary Science Letters, 240(2): 495-509.

Guo Y, Bustin RM. 1998. FTIR spectroscopy and reflectance of modern charcoals and fungal decayed woods: implications for studies of inertinite in coals[J]. International Journal of Coal Geology, 37(1): 29-53.

Haliuc A, Daniau A-L, Mouillot F, et al. 2023. Microscopic charcoals in ocean sediments off Africa track past fire intensity from the continent[J]. Communications Earth & Environment, 4(1): 133.

Harris TM. 1981. Burnt ferns from the English Wealden[J]. Proceedings of the Geologists' Association, 92(1): 47-58.

Hautevelle Y, Michels R, Malartre F, et al. 2006. Vascular plant biomarkers as proxies for palaeoflora and palaeoclimatic changes at the Dogger/Malm transition of the Paris Basin (France)[J]. Organic geochemistry, 37(5): 610-625.

Han L, Tao W, Sun B. 2023. Evidence of palaeo-wildfire during the Early Cretaceous: macro-charcoal from the Chijinpu Formation (early Aptian) of northwestern China[J]. Historical Biology: 1-12.

Hickey LJ, Doyle JA. 1977. Early cretaceous fossil evidence for angiosperm evolution[J]. The Botanical Review, 43(1): 3-104.

Hou L, Martin LD, Zhou Z, et al. 1999. A diapsid skull in a new species of the primitive bird Confuciusornis[J]. Nature, 399(6737): 679-682.

Hower JC, O'keefe JMK, Eble CF, et al. 2011. Notes on the origin of inertinite macerals in coal: Evidence for fungal and arthropod transformations of degraded macerals[J]. International Journal of Coal Geology, 86: 231-240.

Hudspith VA, Belcher CM, Yearsley JM. 2014. Charring temperatures are driven by the fuel types burned in a peatland wildfire[J]. Front in Plant Science, 5: 714.

International Committee for Coal and Organic Petroogy. 2001. The new inertinite classification (ICCP System 1994)[J]. Fuel, 80(4): 459-471.

万方数据

Inoue J, Okuyama C, Takemura K. 2018. Long-term fire activity under the East Asian monsoon responding to spring insolation, vegetation type, global climate, and human impact inferred from charcoal records in Lake Biwa sediments in central Japan[J]. Quaternary Science Reviews, 179: 59-68.

Iversen J. 1941. Land occupation in Denmark's Stone age[J]. Danmarks Geologiske Undersogelse II, 66(9): 1-68.

Jahren AH, Arens NC, Sarmiento G, et al. 2001. Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous[J]. Geology, 29(2): 159-162.

Jasper A, Pozzebon–Silva Â, Siqueira Carniere J, et al. 2021. Palaeozoic and Mesozoic palaeo–wildfires: An overview on advances in the 21st Century[J]. Journal of Palaeosciences, 70(1-2): 159-172.

Ji Q, Ji S. 1996. On the discovery of the earliest fossil bird in China (Sinosauropteryx gen. nov.) and the origin of birds[J]. Chinese Geology, 233(3): 1-4.

Jiang B, Harlow GE, Wohletz K, et al. 2014. New evidence suggests pyroclastic flows are responsible for the remarkable preservation of the Jehol biota[J]. Nature Communications, 5: 3151.

Jiang B, Sha J, Cai H. 2007. Early Cretaceous nonmarine bivalve assemblages from the Jehol Group in western Liaoning, northeast China[J]. Cretaceous Research, 28(2): 199-214.

Jiang C, Alexander R, Kagi RI, et al. 1998. Polycyclic aromatic hydrocarbons in ancient sediments and their relationships to palaeoclimate[J]. Organic geochemistry, 29(5-7): 1721-1735.

Jin F, Zhang F, Li Z, et al. 2008. On the horizon of Protopteryx and the early vertebrate fossil assemblages of the Jehol Biota[J]. Chinese Science Bulletin, 53(18): 2820-2827.

Jones TP. 1997. Fusain in late Jurassic sediments from the Witch Ground Graben, North Sea, UK[J]. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen. 58: 93–103.

Jones TPChaloner WG. 1991. Fossil charcoal, its recognition and palaeoatmospheric significance[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 97 (1–2): 39–50.

Keegan KM, Albert MR, Mcconnell JR, et al. 2014. Climate change and forest fires synergistically drive widespread melt events of the Greenland Ice Sheet[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 111(22): 7964-7967.

万方数据

Kenrick P, Wellman CH, Schneider H, et al. 2012. A timeline for terrestrialization: consequences for the carbon cycle in the Palaeozoic[J]. Philosophyical Transactions of the Society Biological Sciences, 367(1588): 519-536.

Komarek EV. 1973. The ecology of smoke particulates and charcoal residues from forest and grassland fires [M]. Florida: Tall Timbers Research Station, Tallahassee, pp. 1-75.

Kuhlbusch TA, Crutzen PJ. 1996. Black carbon, the global carbon cycle, and atmospheric carbon dioxide[J]. Biomass burning and global change, 1: 160-169.

Larson RL, Erba E. 1999. Onset of the Mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses[J]. Paleoceanography, 14(6): 663-678.

Lebreton V, Bertini A, Russo Ermolli E, et al. 2019. Tracing Fire in Early European Prehistory: Microcharcoal Quantification in Geological and Archaeological Records from Molise (Southern Italy)[J]. Journal of Archaeological Method and Theory, 26(1): 247-275.

Lei Y, Cao H, Wang X, et al. 2022. Polycyclic aromatic hydrocarbons in the Upper Cretaceous lacustrine deposits from the Songliao Basin (NE China): Implications for wildfires and paleoclimate[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 600: 111083.

Leys B, Carcaillet C, Dezileau L, et al. 2013. A comparison of charcoal measurements for reconstruction of Mediterranean paleo-fire frequency in the mountains of Corsica[J]. Quaternary Research, 79(3): 337-349.

Lenton TM. 2013. Fire Feedbacks on Atmospheric Oxygen[M]. Fire phenomena and the Earth system: An interdisciplinary guide to fire science. New York: Wiley-Blackwell, pp. 289-308.

Lenton TM, Watson AJ. 2000. Redfield revisited: 2. What regulates the oxygen content of the atmosphere?[J]. Global biogeochemical cycles, 14(1): 249-268.

Leng Q, Yang H. 2003. Pyrite framboids associated with the Mesozoic Jehol Biota in northeastern China: Implications for microenvironment during early fossilization[J]. Progress in Natural Science, 13(3): 206-212.

Lesven J, Druguet Dayras M, Borne R, et al. 2022. Testing a new automated macrocharcoal detection method applied to a transect of lacustrine sediment cores in eastern Canada[J]. Quaternary Science Reviews, 295: 107780.

Lestienne M, Jouffroy-Bapicot I, Leyssenne D, et al. 2019. Fires and human activities as key factors in the high diversity of Corsican vegetation[J]. The Holocene, 30(2): 244-257.

万方数据

Li P-P, Gao K-Q, Hou L-H, et al. 2007. A gliding lizard from the Early Cretaceous of China[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 104(13): 5507-5509.

Lima ALC, Farrington JW, Reddy CM. 2005. Combustion-Derived Polycyclic Aromatic Hydrocarbons in the Environment—A Review[J]. Environmental Forensics, 6(2): 109-131.

Liu JC, Mickley LJ, Sulprizio MP, et al. 2016. Particulate air pollution from wildfires in the Western US under climate change[J]. Climatic Change, 138(3): 655-666.

Liu Z, Selby D, Hackley PC, et al. 2020. Evidence of wildfires and elevated atmospheric oxygen at the Frasnian–Famennian boundary in New York (USA): Implications for the Late Devonian mass extinction[J]. GSA Bulletin, 132(9-10): 2043-2054.

Long CJ, Whitlock C, Bartlein PJ, et al. 1998. A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on a high-resolution charcoal study[J]. Canadian Journal of Forest Research, 28(5): 774-787.

Lü D-W, Du W-X, Zhang Z-H, et al. 2024. A synthesis of the Cretaceous wildfire record related to atmospheric oxygen levels?[J]. Journal of Palaeogeography, 13(1): 149-164.

Lü J, Kobayashi Y, Lee Y-N, et al. 2007. A new Psittacosaurus (Dinosauria: Ceratopsia) specimen from the Yixian Formation of western Liaoning, China: the first pathological psittacosaurid[J]. Cretaceous Research, 28: 272-276.

Lupia R, Lidgard S, Crane PR. 1999. Comparing palynological abundance and diversity: implications for biotic replacement during the Cretaceous angiosperm radiation[J]. Paleobiology, 25(3): 305-340.

Macdonald GM, Larsen CPS, Szeicz JM, et al. 1991. The reconstruction of boreal forest fire history from lake sediments: A comparison of charcoal, pollen, sedimentological, and geochemical indices[J]. Quaternary Science Reviews, 10(1): 53-71.

Marlier M, Brenner K, Liu J, et al. 2022. Exposure of agricultural workers in California to wildfire smoke under past and future climate conditions[J]. Environmental Research Letters, 17: 094045.

Martill DM, Loveridge RF, Mohr BaR, et al. 2012. A wildfire origin for terrestrial organic debris in the Cretaceous Santana Formation Fossil Lagerstätte (Araripe Basin) of north-east Brazil[J]. Cretaceous Research, 34: 135-141.

万方数据

Marynowski L, Filipiak P. 2007. Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland)[J]. Geological Magazine, 144(3): 569-595.

Marynowski L, Simoneit BR. 2009. Widespread Upper Triassic to Lower Jurassic wildfire records from Poland: evidence from charcoal and pyrolytic polycyclic aromatic hydrocarbons[J]. Palaios, 24(12): 785-798.

Masiello CA. 2004. New directions in black carbon organic geochemistry[J]. Marine Chemistry, 92(1): 201-213.

Mays C, Cantrill DJ, Bevitt JJ. 2017. Polar wildfires and conifer serotiny during the Cretaceous global hothouse[J]. Geology, 45(12): 1119-1122.

Mcparland LC, Collinson ME, Scott AC, et al. 2009. The use of reflectance values for the interpretation of natural and anthropogenic charcoal assemblages[J]. Archaeological and Anthropological Sciences, 1(4): 249-261.

Mills BJW, Belcher CM, Lenton TM, et al. 2016. A modeling case for high atmospheric oxygen concentrations during the Mesozoic and Cenozoic[J]. Geology, 44(12): 1023-1026.

Millspaugh SH, Whitlock C, Bartlein PJ. 2000. Variations in fire frequency and climate over the past 17 000 yr in central Yellowstone National Park[J]. Geology, 28(3): 211-214.

Ogren JA, Charlson RJ. 1983. Elemental carbon in the atmosphere: cycle and lifetime[J]. Tellus B, 35B(4): 241-254.

Oris F, Ali AA, Asselin H, et al. 2014. Charcoal dispersion and deposition in boreal lakes from 3 years of monitoring: Differences between local and regional fires[J]. Geophysical Research Letters, 41(19): 6743-6752.

Pan Y, Sha J, FÜrsich FT, et al. 2012. Dynamics of the lacustrine fauna from the Early Cretaceous Yixian Formation, China: implications of volcanic and climatic factors[J]. Lethaia, 45(3): 299-314.

Pan Y, Sha J, Zhou Z, et al. 2013. The Jehol Biota: Definition and distribution of exceptionally preserved relicts of a continental Early Cretaceous ecosystem[J]. Cretaceous Research, 44: 30-38.

Patterson WA, Edwards KJ, Maguire DJ. 1987. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire[J]. Quaternary Science Reviews, 6(1): 3-23.

Petersen HI, Lindstrom S. 2012. Synchronous Wildfire Activity Rise and Mire Deforestation at the Triassic-Jurassic Boundary[J]. PLoS ONE, 7(10): 1-10.

万方数据

Peterson DA, Fromm MD, Mcrae RHD, et al. 2021. Australia's Black Summer pyrocumulonimbus super outbreak reveals potential for increasingly extreme stratospheric smoke events[J]. npj Climate and Atmospheric Science, 4(1): 38.

Price C, Rind D. 1994. The Impact of a 2 × CO_2 Climate on Lightning-Caused Fires[J]. Journal of Climate, 7(10): 1484-1494.

Pu H, Chang H, Lü J, et al. 2013. A new juvenile specimen of Sapeornis (Pygostylia: Aves) from the Lower Cretaceous of Northeast China and allometric scaling of this basal bird[J]. Paleontological Research, 17(1): 27-38.

Pyne SJ, Andrews PL, Laven RD. 1996. Introduction to wildland fire[M]. New York: Wiley and Sons.

Qin Z, Xi D, Yu Z, et al. 2022. Biotic response to Early Cretaceous climate warming in Hebei, northern China: Implications for the phased development of the Jehol Biota[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 601: 111097.

Reeve N, Toumi R. 1999. Lightning activity as an indicator of climate change[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 125(555): 893-903.

Remy CC, Hély C, Blarquez O, et al. 2017a. Different regional climatic drivers of Holocene large wildfires in boreal forests of northeastern America[J]. Environmental Research Letters, 12(3): 035005.

Remy CC, Lavoie M, Girardin MP, et al. 2017b. Wildfire size alters long-term vegetation trajectories in boreal forests of eastern North America[J]. Journal of Biogeography, 44(6): 1268-1279.

Rhodes AN. 1998. A method for the preparation and quantification of microscopic charcoal from terrestrial and lacustrine sediment cores[J]. The Holocene, 8(1): 113-117.

Rimmer SM, Hawkins SJ, Scott AC, et al. 2015. The rise of fire: fossil charcoal in late Devonian marine shales as an indicator of expanding terrestrial ecosystems, fire, and atmospheric change[J]. American Journal of Science, 315(8): 713-733.

Royer DL, Miller IM, Peppe DJ, et al. 2010. Leaf economic traits from fossils support a weedy habit for early angiosperms[J]. American Journal of Bontany, 97(3): 438-445.

Saamak CF. 2001. A shift from natural to human-driven fire regime: implications for trace-gas emissions[J]. The Holocene, 11(3): 373-375.

万方数据

Santee ML, Lambert A, Manney GL, et al. 2022. Prolonged and Pervasive Perturbations in the Composition of the Southern Hemisphere Midlatitude Lower Stratosphere From the Australian New Year's Fires[J]. Geophysical Research Letters, 49(4): e2021GL096270.

Schlanger SO, Jenkyns H. 1976. Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Causes and consequences[J]. Geologie en Mijnbouw, 55(3-4): 179-184.

Schneider CA, Rasband WS, Eliceiri KW. 2012. NIH Image to ImageJ: 25 years of Image analysis[J]. Nature Methods, 9(7): 671-675.

Scott A. 2009. Forest Fire in the Fossil Record[M]. Fire Effects on Soils and Restoration Strategies. Enfield: Science Publisher, pp. 41-79.

Scott AC. 1989. Observations on the nature and origin of fusain[J]. International Journal of Coal Geology, 12(1-4): 443-475.

Scott AC. 2000. The Pre-Quaternary history of fire[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 164(1-4): 281-329.

Scott AC. 2010. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 291(1): 11-39.

Scott AC, Cripps JA, Collinson ME, et al. 2000. The taphonomy of charcoal following a recent heathland fire and some implications for the interpretation of fossil charcoal deposits[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 164(1): 1-31.

Scott AC, Damblon F. 2010. Charcoal: Taphonomy and significance in geology, botany and archaeology[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 291(1-2): 1-10.

Scott AC, Glasspool IJ. 2006. The diversification of Paleozoic fire systems and fluctuations in atmospheric oxygen concentration[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 103(29): 10861-10865.

Scott AC, Glasspool IJ. 2007. Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals[J]. International Journal of Coal Geology, 70(1-3): 53-66.

Scott AC, Jones TP. 1994. The nature and influence of fire in Carboniferous ecosystems[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 106(1-4): 91-112.

Scott AC, Jones, Timothy P. 1991. Fossil charcoal: a plant-fossil record preserved by fire[J]. Geology Today, 7(6): 214-216.

Sen S. 2016. Review on coal petrographic indices and models and their applicability in paleoenvironmental interpretation[J]. Geosciences Journal, 20(5): 719-729.

万方数据

Shi YL, Pan BL, Wei MJ, et al. 2020. Wildfire evolution and response to climate change in the Yinchuan Basin during the past 1.5 Ma based on the charcoal records of the PL02 core[J]. Quaternary Science Reviews, 241: 106393.

Shivanna M, Murthy S, Gautam S, et al. 2017. Macroscopic charcoal remains as evidence of wildfire from late Permian Gondwana sediments of India: Further contribution to global fossil charcoal database[J]. Palaeoworld, 26(4): 638-649.

Smith P, Evensen N, York D, et al. 1995. Dates and rates in ancient lakes: ^{40}Ar-^{39}Ar evidence for an Early Cretaceous age for the Jehol Group, northeast China[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 32(9): 1426-1431.

Stevenson J, Haberle S. 2005. Macro Charcoal Analysis: A Modified Technique Used by the Department of Archaeology and Natural History[D]. Canberra University.

Stopes MC, Beilby GT. 1919. On the four visible ingredients in banded bituminous coal; studies in the composition of coal, No. 1[J]. Proceedings of the Royal Society of London. Series B, Containing Papers of a Biological Character, 90(633): 470-487.

Sun G, Dilcher DL, Wang H, et al. 2011. A eudicot from the Early Cretaceous of China[J]. Nature, 471(7340): 625-628.

Sun G, Ji Q, Dilcher DL, et al. 2002. Archaefructaceae, a new basal angiosperm family[J]. Science, 296(5569): 899-904.

Swain AM. 1973. A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediments[J]. Quaternary Research, 3(3): 383-396.

Swisher CC, Wang Y-Q, Wang X-L, et al. 1999. Cretaceous age for the feathered dinosaurs of Liaoning, China[J]. Nature, 400(6739): 58-61.

Synnott DP, Schwark L, Dewing K, et al. 2021. Evidence for widespread wildfires and their environmental impact in the Late Cretaceous Canadian Arctic[J]. Global and Planetary Change, 203: 103515.

Tanner LH, Wang X, Morabito AC. 2012. Fossil charcoal from the Middle Jurassic of the Ordos Basin, China and its paleoatmospheric implications[J]. Geoscience Frontiers, 3(4): 493-502.

Thevenon F, Williamson D, Vincens A, et al. 2003. A late-Holocene charcoal record from Lake Masoko, SW Tanzania: climatic and anthropologic implications[J]. The Holocene, 13(5): 785-792.

万方数据

Tian N, Xie AW, Wang YD, et al. 2015. New records of Jurassic petrified wood in Jianchang of western Liaoning, China and their palaeoclimate implications[J]. Science China Earth Sciences, 58(12): 2154-2164.

Tiffney BH. 1984. Seed Size, Dispersal Syndromes, and the Rise of the Angiosperms: Evidence and Hypothesis[J]. Annals of the Missouri Botanical Garden, 71(2): 551-576.

Tschudy RH, Pillmore CL, Orth CJ, et al. 1984. Disruption of the terrestrial plant ecosystem at the Cretaceous-Tertiary boundary, western interior[J]. Science, 225(4666): 1030-1032.

Turetsky MR, Benscoter B, Page S, et al. 2014. Global vulnerability of peatlands to fire and carbon loss[J]. Nature Geoscience, 8(1): 11-14.

Turner R, Kelly A, Roberts N. 2008. A critical assessment and experimental comparison of microscopic charcoal extraction methods[C]. Charcoals from the Past: Cultural and Palaeoenvironmental Implications. Fiorentino: Proceedings of the Third International Meeting of Anthracology, pp. 265-272.

Tymstra C, Flannigan MD, Armitage OB, et al. 2007. Impact of climate change on area burned in Alberta's boreal forest[J]. International Journal of Wildland Fire, 16: 153-160.

Vachula RS, Sae-Lim J, Li R. 2021. A critical appraisal of charcoal morphometry as a paleofire fuel type proxy[J]. Quaternary Science Reviews, 262: 106979.

Venkatesan MI, Dahl J. 1989. Organic geochemical evidence for global fires at the cretaceous/tertiary boundary[J]. Nature, 338(6210): 57-60.

Vitali R, Belcher CM, Kaplan JO, et al. 2022. Increased fire activity under high atmospheric oxygen concentrations is compatible with the presence of forests[J]. Nature Communications, 13(1): 7285.

Waddington JCB, Schumm SA, Bradley WC. 1969. A Stratigraphic Record of the Pollen Influx to a Lake in the Big Woods of Minnesota[J]. Geological Society of America Special Paper, 123: 263-282.

Wang M, Zhou Z. 2017. The Evolution of Birds with Implications from New Fossil Evidences[M]. The Biology of the Avian Respiratory System. Cham, Heidelberg: Springer International Publishing, pp. 1-26.

Wang P, Solomon S, Stone K. 2023. Stratospheric chlorine processing after the 2020 Australian wildfires derived from satellite data[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences USA, 120(11): e2213910120.

万方数据

Wang S, Shao L-Y, Yan Z-M, et al. 2019. Characteristics of Early Cretaceous wildfires in peat-forming environment, NE China[J]. Journal of Palaeogeography-English, 8(1): 17-30.

Wang X, Shih C, Liu Z-J, et al. 2021. Reconstructing the Callianthus plant–An early aquatic angiosperm from the Lower Cretaceous of China[J]. Cretaceous Research, 128: 104983.

Wang Y, Huang C, Sun B, et al. 2014. Paleo-CO_2 variation trends and the Cretaceous greenhouse climate[J]. Earth-Science Reviews, 129: 136-147.

Wang Y, Olsen PE, Sha J, et al. 2016. Stratigraphy, correlation, depositional environments, and cyclicity of the Early Cretaceous Yixian and ?Jurassic-Cretaceous Tuchengzi formations in the Sihetun area (NE China) based on three continuous cores[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 464: 110-133.

Watson AJ. 1978. Consequences for the Biosphere of Forest and Grassland Fires [D]: University of Reading.

Watson AJ, Lovelock JE. 2013. The Dependence of Flame Spread and Probability of Ignition on Atmospheric Oxygen[M]. Fire phenomena and the Earth system: An interdisciplinary guide to fire science. New York: Wiley-Blackwell, pp. 273-287.

Westerling AL, Hidalgo HG, Cayan DR, et al. 2006. Warming and Earlier Spring Increase Western U.S. Forest Wildfire Activity[J]. Science, 313(5789): 940-943.

Whitlock C, Larsen C. 2001. Charcoal as a Fire Proxy[M]. Tracking environmental change using lake sediments: terrestrial, algal, and siliceous indicators, The Netherlands: Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 75-97.

Whitlock C, Millspaugh SH. 1996. Testing the assumptions of fire-history studies: an examination of modern charcoal accumulation in Yellowstone National Park, USA[J]. The Holocene, 6(1): 7-15.

Wildman RA, Hickey LJ, Dickinson MB, et al. 2004. Burning of forest materials under late Paleozoic high atmospheric oxygen levels[J]. Geology, 32(5): 457-460.

Winkler MG. 1985. Charcoal analysis for paleoenvironmental interpretation: A chemical assay[J]. Quaternary Research, 23(3): 313-326.

Wing SL, Hickey LJ, Swisher CC. 1993. Implications of an exceptional fossil flora for Late Cretaceous vegetation[J]. Nature, 363(6427): 342-344.

Wolbach WSL, Roy S. Anders, Edward. 1985. Cretaceous Extinctions: Evidence for Wildfires and Search for Meteoritic Material[J]. Science, 230(4722): 167-170.

万方数据

Wolbach WS, Anders E. 1989. Elemental carbon in sediments: Determination and isotopic analysis in the presence of kerogen[J]. Geochimica et cosmochimica Acta, 53(7): 1637-1647.

Wu FY, Xu YG, Gao S, et al. 2008. Lithospheric thinning and destruction of the North China Craton[J]. Acta Petrologica Sinica, 24(6): 1145-1174.

Xu X-T, Shao L-Y, Eriksson KA, et al. 2022a. Terrestrial records of the early Albian Ocean Anoxic Event: Evidence from the Fuxin lacustrine basin, NE China[J]. Geoscience Frontiers, 13(1): 101275.

Xu X, Norell MA. 2004a. A new troodontid dinosaur from China with avian-like sleeping posture[J]. Nature, 431(7010): 838-841.

Xu X, Norell MA, Kuang X, et al. 2004b. Basal tyrannosauroids from China and evidence for protofeathers in tyrannosauroids[J]. Nature, 431(7009): 680-684.

Xu X, Wang K, Zhang K, et al. 2012. A gigantic feathered dinosaur from the lower cretaceous of China[J]. Nature, 484(7392): 92-95.

Xu X, Zhou Z, Wang Y, et al. 2020a. Study on the Jehol Biota: Recent advances and future prospects[J]. Science China Earth Sciences, 63(6): 757-773.

Xu XT, Shao LY, Eriksson KA, et al. 2022b. Widespread wildfires linked to early Albian Ocean Anoxic Event 1b: Evidence from the Fuxin lacustrine basin, NE China[J]. Global and Planetary Change, 215: 103858.

Xu Y, Uhl D, Zhang N, et al. 2020b. Evidence of widespread wildfires in coal seams from the Middle Jurassic of Northwest China and its impact on paleoclimate[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 559: 109819.

Yan Z, Shao L, Glasspool IJ, et al. 2019. Frequent and intense fires in the final coals of the Paleozoic indicate elevated atmospheric oxygen levels at the onset of the End-Permian Mass Extinction Event[J]. International Journal of Coal Geology, 207: 75-83.

Zakir Hossain HM, Sampei Y, Roser BP. 2013. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in late Eocene to early Pleistocene mudstones of the Sylhet succession, NE Bengal Basin, Bangladesh: Implications for source and paleoclimate conditions during Himalayan uplift[J]. Organic geochemistry, 56: 25-39.

Zhang M, Dai S, Du B, et al. 2018. Mid-Cretaceous Hothouse Climate and the Expansion of Early Angiosperms[J]. Acta Geologica Sinica-English Edition, 92(5): 2004-2025.

万方数据

Zhang K, Liu R, Bai E, et al. 2023. Biome responses to a hydroclimatic crisis in an Early Cretaceous (Barremian–Aptian) subtropical inland lake ecosystem, Northwest China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 622: 111596.

Zhang Q, Zhang H, Rasnitsyn AP, et al. 2015. A new genus of Scoliidae (Insecta: Hymenoptera) from the Lower Cretaceous of northeast China[J]. Cretaceous Research, 52: 579-584.

Zhang X, Sha J. 2012. Sedimentary laminations in the lacustrine Jianshangou Bed of the Yixian Formation at Sihetun, western Liaoning, China[J]. Cretaceous Research, 36: 96-105.

Zhang Y, Ye T, Yu P, et al. 2023a. Preterm birth and term low birth weight associated with wildfire-specific PM2.5: A cohort study in New South Wales, Australia during 2016–2019[J]. Environment International, 174: 107879.

Zhang Z, Lv D, Lu M, et al. 2023b. Wildfire activity driven by the 405-kyr orbital climate cycles in the Middle Jurassic[J]. Global and Planetary Change, 222: 104069.

Zhang Z, Wang C, Lv D, et al. 2020a. Precession-scale climate forcing of peatland wildfires during the early middle Jurassic greenhouse period[J]. Global and Planetary Change, 184: 103051.

Zhang Z, Wang T, Ramezani J, et al. 2020b. Climate forcing of terrestrial carbon sink during the Middle Jurassic greenhouse climate: Chronostratigraphic analysis of the Yan'an Formation, Ordos Basin, North China[J]. GSA Bulletin, 133(7-8): 1723-1733.

Zheng B, Ciais P, Chevallier F, et al. 2023. Record-high CO_2 emissions from boreal fires in 2021[J]. Science, 379(6635): 912-917.

Zhou Z. 2006. Evolutionary radiation of the Jehol Biota: chronological and ecological perspectives[J]. Geological Journal, 41(3-4): 377-393.

Zhou Z. 2014. The Jehol Biota, an Early Cretaceous terrestrial Lagerstätte: new discoveries and implications[J]. National Science Review, 1(4): 543-559.

Zhou Z, Meng Q, Zhu R, et al. 2021. Spatiotemporal evolution of the Jehol Biota: Responses to the North China craton destruction in the Early Cretaceous[J]. Proc Natl Acad Sci USA, 118(34): e2107859118.

Zhou Z, Wang Y. 2010. Vertebrate diversity of the Jehol Biota as compared with other lagerstätten[J]. Science China Earth Sciences, 53(12): 1894-1907.

Gao CL, Wilson GP, Luo ZX, et al. 2010. A new mammal skull from the Lower Cretaceous of China with implications for the evolution of obtuse-angled molars and 'amphilestid'

万方数据

eutriconodonts[J]. Proceedings of the Royal Society B- Biological Sciences, 277(1679): 237-246.

Reid CE, Jerrett M, Tager IB, et al. 2016. Differential respiratory health effects from the 2008 northern California wildfires: A spatiotemporal approach[J]. Environmental Research, 150: 227-235.

Sun G, Dilcher DL, Zheng S, et al. 1998. In search of the first flower: A jurassic angiosperm, archaefructus, from northeast china[J]. Science, 282(5394): 1692-1695.

Blanco-Moreno C, Martin-Abad H, Buscalioni AD. 2022. Quantitative plant taphonomy: the cosmopolitan Mesozoic fern Weichselia reticulata as a case study[J]. Palaeontology, 65(6): e12627.

De Lima FJ, Sayao JM, Ponciano LCMD, et al. 2021. Wildfires in the Campanian of James Ross Island: a new macro-charcoal record for the Antarctic Peninsula[J]. Polar Research, 40: 5487.

Falcon-Lang HJ, Wheeler E, Baas P, et al. 2012. A diverse charcoalified assemblage of Cretaceous (Santonian) angiosperm woods from Upatoi Creek, Georgia, USA. Part 1: Wood types with scalariform perforation plates[J]. Review of Palaeobotany and Palynology, 184: 49-73.

Glasspool I, Scott A, Waltham D, et al. 2015. The impact of fire on the Late Paleozoic Earth system[J]. Frontiers in Plant Science, 6: 756-769

Zhang FQ, Chen HL, Batt GE, et al. 2014. Early Cretaceous Aptian charcoal from Xinchang petrified wood National Geopark of Zhejiang Province, Eastern South China[J]. Palaios, 29(7): 325-337.

Zou Y, Miao Y, Yang S, et al. 2021. A new automatic statistical microcharcoal analysis method based on image processing, demonstrated in the Weiyuan Section, Northwest China[J]. Frontiers in Earth Science, 9(17): 1-10.

万方数据

致谢

首先，感谢这三年科研生活中我的指导老师张晓林对我的悉心培养与耐心指导，遇见这样一位亦师亦友的老师是我的幸运，回想起自己刚踏入科大时，对科研还一无所知，而现在的我对科研是什么这个问题，在老师的指导下已有了深刻的答案。感谢周鑫老师及其课题组所有同学，特别是在研究初期实验上给予我充分的帮助。这段科研经历是我人生中浓墨重彩的一笔，我希望带着你们所传授和所影响的继续探索未来的精彩。

感谢我的家人们，你们的爱坚定且足够有力量，让我有勇气面对一切，成长为现在的自己。

感谢我的师兄妹们，朋友们，在办公室和自习室中，在宿舍里，在运动场上，在网络冲浪时，在我的家乡景德镇，我们总是以不同的方式见面，感谢你们包容和陪伴一种“多面”的我。感谢这三年中那些我接触到的文学作品，持续的阅读让我逐渐获得了内心的平静，也帮助我从日复一日的科研中找到属于自己的快乐。有一句话一直印在我记忆里挥之不去，是《我的天才女友》里莉拉对她的生死朋友莱农说的，我足够骄傲地认为，这句话改一改也足够来形容在我眼中闪闪发光的你们——“我的天才朋友们，你们足够耀眼去成为你们想成为的任何人，因为你们比其他任何人都要厉害，无论男生还是女生。”下次再见是什么时候？我很期待我们之间的再会。

最后，我还要感谢我自己，在这三年中的成长中完成一个自洽的我，一个没有忘记三年前自己为何来到科大，又将要去往何处的我，这让我觉得一切都很棒。马上就要离开科大了，我希望今后的每一步回想起来，都能够如现在回想起这三年一样，一切都看似风轻云淡，每每想起却总能让我热泪盈眶。

2024 年 3 月 29 日

陈杭徽

万方数据

中国科学技术大学硕士学位论文

万方数据